

ISSN 0207-4028

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

6

1992

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор *Н.А.ШИЛО*

Ю.А. Косыгин (зам. главного редактора), *А.Д. Щеглов* (зам. главного редактора),
Г.Л. Кириллова (отв. секретарь), *Ю.И. Бакулин*, *Ч.Б. Борукаев*, *Г.М. Власов*, *А.А. Вруб-*
левский, *В.А. Красилов*, *Н.И. Лаврик*, *В.Г. Моисеенко*, *Л.И. Полеко*, *О.В. Равдоникас*,
А.Е. Радкевич, *В.В. Ревердатто*, *К.Ф. Сергеев*, *А.А. Сидоров*, *В.Н. Шарапов*

А Д Р Е С А Р Е Д А К Ц И Й : 680063 Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65

ИТйГ ДВО РАН. Тел. 38-58-50

630099 Новосибирск, ул. Советская, 18. ВО "Наука". Сибирская издательская фирма.
Тел. 35-72-52

Зав. редакцией *Н.А. Лившиц*

Мл. редактор *О. А. Павлова*

Художественный редактор *Л.В. Матвеева*

Технический редактор *А. В. Сурганова*

Корректор *Н. П. Кампиченко*

Сдано в набор 06.08.92. Подписано к печати 16.11.92. Формат 70 x 108 1/16. Бумага тип. № 2. Высокая печать. Усл. печ. л. 14. Усл. кр.-отт. 14,5. Уч.-изд. л. 15. Тираж 409 экз. Заказ 323.

Ордена Трудового Красного Знамени ВО "Наука". Сибирская издательская фирма.

630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

Новосибирская типография № 4 ВО "Наука". 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

№ 6, 1992

СОДЕРЖАНИЕ

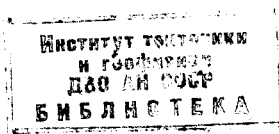
Андреев А. А. О природе магнитных аномалий окраинных морей Востока Азии	3
Деркачев А. Н. Минералогические провинции осадков Японского моря	12
Мишин Л. Ф., Романовский Н. П. Окислительно-восстановительные обстановки формирования и металлогеническая специализация рудно-магматических систем юга Дальнего Востока	31
Наталин Б. А., Черныш С. Г. Типы и история деформаций осадочного выполнения и фундамента Среднеамурской впадины	43
Перозно Г. Н., Полякова И. Д., Рязанова Т. А., Ушаков Н. Е. О коллекторских свойствах меловых отложений Среднеамурской впадины	61
Шипицын Г. П. О рудоносных морфоструктурах Пенжинского прогиба (на примере Березовско-Налгимского поднятия)	70
Шаденков Е. М. Новые данные по геологии Ингилийского массива	79
Симаков К. В. К истории развития представлений о геологическом времени. Статья первая	90
Компаниченко В. Н. Закономерности развития магматических систем	107

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Карсаков Л. П., Бердников Н. В. Гранулиты Мамынского выступа и условия их диафореза	117
Христенко А. И. Акцессорные гранаты из щелочных базальтоидов Токинского Становика	121
Еремин Г. Д. Определение теплофизических характеристик морских осадков	125

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Власов Г. М. Проблемы геологии Тихоокеанской окраины Азии	130
Осипов В. П., Уминский А. А. Некоторые аспекты новой гипотезы Н. А. Шило	141
Сычев П. М. Магмотектоника: альтернатива тектонике плит?	153
Указатель статей, опубликованных в журнале за 1992 г.	160



ВО «НАУКА»
НОВОСИБИРСК

1992

CONTENTS

Andreev A. A. Nature of magnetic anomalies of East Asia marginal seas . . .	3
Derkachev A. N. Mineralogical provinces of the Sea of Japan sediments . . .	12
Mishin L. F., Romanovsky N. P. Oxidation-reduction environments of formation and metallogenic specialization of ore-magmatic systems of the Far East south . . .	31
Natal'in B. A., Chernysh S. G. Types and history of deformations of the sedimentary filling and basement, Middle Amur Basin . . .	43
Perozio G. N., Polyakova I. D., Ryazanova T. A., Ushakov N. Ye. Collector properties of Cretaceous deposits of the Middle Amur basin . . .	61
Shipitsin G. P. Ore-bearing morphostructures of the Penzhinsky trough (as exemplified by the Beryozovsky-Nalgimsky uplift) . . .	70
Shadenkov Ye. M. New data on the geology of the Ingiliysky massif . . .	79
Simakov K. V. The history of development of notions of geologic time . . .	90
Kompanichenko V. N. Objective regularities of magmatic systems development . . .	107

BRIEF COMMUNICATIONS

Karsakov L. P., Berdnikov N. V. Granulites of the Mamynsky prominence and conditions of their diaphthoresis . . .	117
Khristenko A. I. Accessory granites from alkaline basaltoids of the Tokinsky Stanovik . . .	121
Yeryomin G. D. Definition of thermal-physical characteristics of marine sediments . . .	125

CRITICISM AND DISCUSSIONS

Vlasov G. M. Problems of geology of Asia's Pacific margin . . .	130
Osipov V. P., Uminsky A. A. Some aspects of N. A. Shilo's new hypothesis . . .	141
Syehyov P. M. Magmatotectonics: the alternative of plate tectonics? . . .	153
Index of papers published in the journal in 1992 . . .	160

УДК 551.31(576.6)

А. А. Андреев

О ПРИРОДЕ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ВОСТОКА АЗИИ

Рассматривается характеристика магнитных аномалий Охотского, Японского, Восточно-Китайского, Южно-Китайского морей. Магнитные аномалии в мелководных частях окраинных морей фиксируют эффузивные либо интрузивные тела, формирование которых синхронно начальной стадии активного прогибания рассматриваемых акваторий. Линейные магнитные аномалии в окраинных морях наблюдаются лишь там, где в результате рифтообразования в земной коре субокеанического типа появляются благоприятные условия для формирования достаточно протяженных даек магматических пород.

Магнитные аномалии акваторий — важный источник информации о строении земной коры, достаточно напомнить, что главным образом благодаря открытию и картированию линейных магнитных аномалий в океанах укрепилось мнение о справедливости постулатов тектоники плит. В окраинных морях взаимоотношения морфоструктур и типов аномалий магнитного поля своеобразны и все еще недостаточно систематизированы.

Геологическое строение восточной части Азии не однотипно, что априори предопределяет разнообразие магнитных аномалий ближайших акваторий.

Многочисленные предыдущие геолого-геофизические исследования показывают, что акватории окраинных морей — опущенные части Азиатского материка, а глубоководные части этих морей — аномально глубоко опущенные участки по нормальному разломам либо крупные раздвиги.

Благодаря интенсивному изучению окраинных морей (непосредственно граничащих с Азиатским материком) в течение последних 5—10 лет стало возможным представить в целом картину разнообразия типов картируемых здесь магнитных аномалий.

В статье рассмотрены Охотское [1, 3, 17], Японское [21], Восточно-Китайское [3, 24] и Южно-Китайское [19] моря с целью выявить особенности аномальных магнитных полей этих акваторий, которые связаны с вопросом о происхождении их структуры (рис. 1). Выбор названных акваторий определен хорошей обеспеченностью гидромагнитными измерениями (в том числе экспедициями ИМГиГ ДВО РАН), а непосредственная близость к территориям с известным геологическим строением позволяет более уверенно прогнозировать геологический смысл аномалий (см. рис. 1).

Охотское море. Геологические предпосылки для интерпретации магнитного поля на акватории естественно получить, оценивая геолого-геофизическую ситуацию на близлежащих территориях. Учитывая, что большая часть морфоструктур о. Сахалин лишь в конце неогена вышла из-под уровня моря, можно, по аналогии с островом, прогнозировать ожидаемые соотношения аномального магнитного поля с геологической структурой хотя бы на ближайших акваториях.

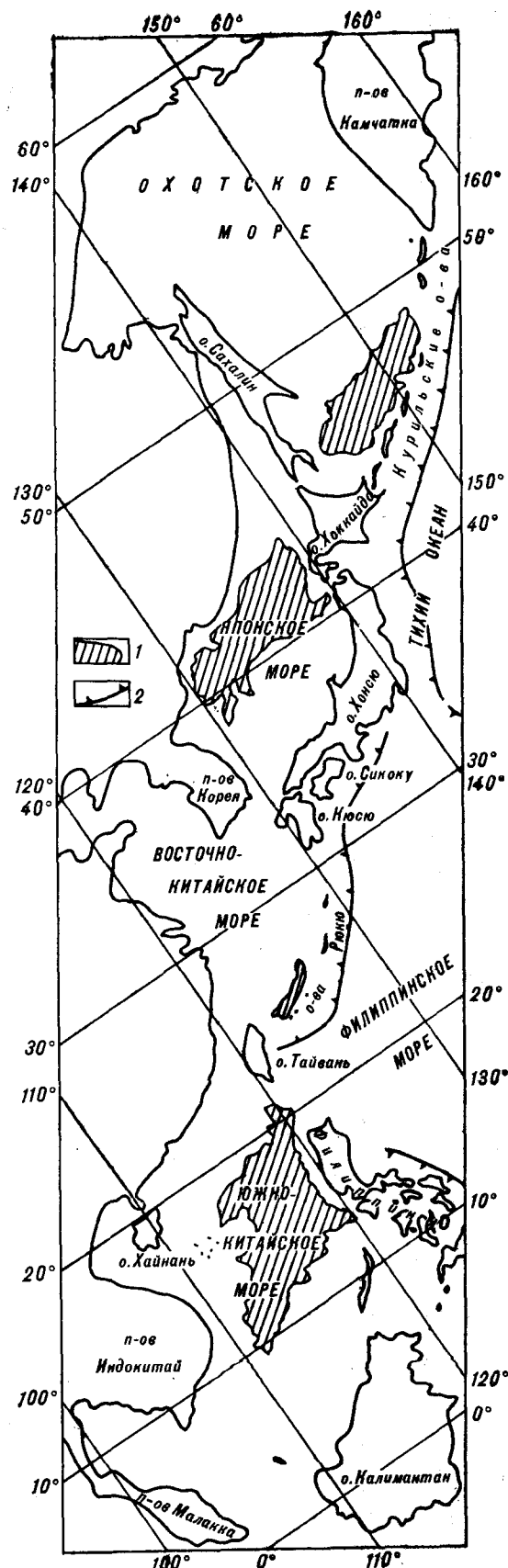


Рис. 1. Карта окраинных морей.
1 — акватории с глубинами более 3000 м (для Восточно-Китайского моря — глубже 2000 м), 2 — оси глубоководных желобов.

Геологические образования на Сахалине, так же как и на акваториях Охотского моря [7, 12, 16], во всем возрастном диапазоне слабомagnetны (магнитная восприимчивость 10^{-5} — 10^{-6} ед. СГС). Как следствие этого, геологические границы и изолинии магнитного поля острова плохо коррелируют друг с другом. Региональные разрывные нарушения в целом не сопровождаются изменениями магнитного поля соответствующего ранга. Самый известный на Сахалине Тымь-Поронайский взбросодвиг не трассируется ни сменой рисунка, ни цепочками заметных магнитных аномалий. Положительные магнитные аномалии приурочены в абсолютном большинстве случаев к площадям развития пород, обогащенных вулканогенным материалом. Мощность таких отложений, по данным бурения, достигает местами 1—2 км.

В северной части Сахалина, на п-ове Шмидта закартированы выходы основных и ультраосновных пород мелового возраста. Эти породы обладают повышенной магнитной восприимчивостью, но, судя по расположению выходов офиолитов на поверхность относительно Восточно-Сахалинской аномалии, основная масса намагниченных пород скрыта под мощной толщей осадочного чехла на шельфе острова. Количественные расчеты методом подбора выполнены на широте залива Пильтун, где аномалия хорошо закартирована и наиболее проста по форме. Верхняя кромка намагниченного тела здесь находится на глубине 10 км, нижняя — 20—25 км. Ширина тела около 20 км.

Выходы офиолитов на островах Сахалин и Хоккайдо не повсеместно сопровождаются

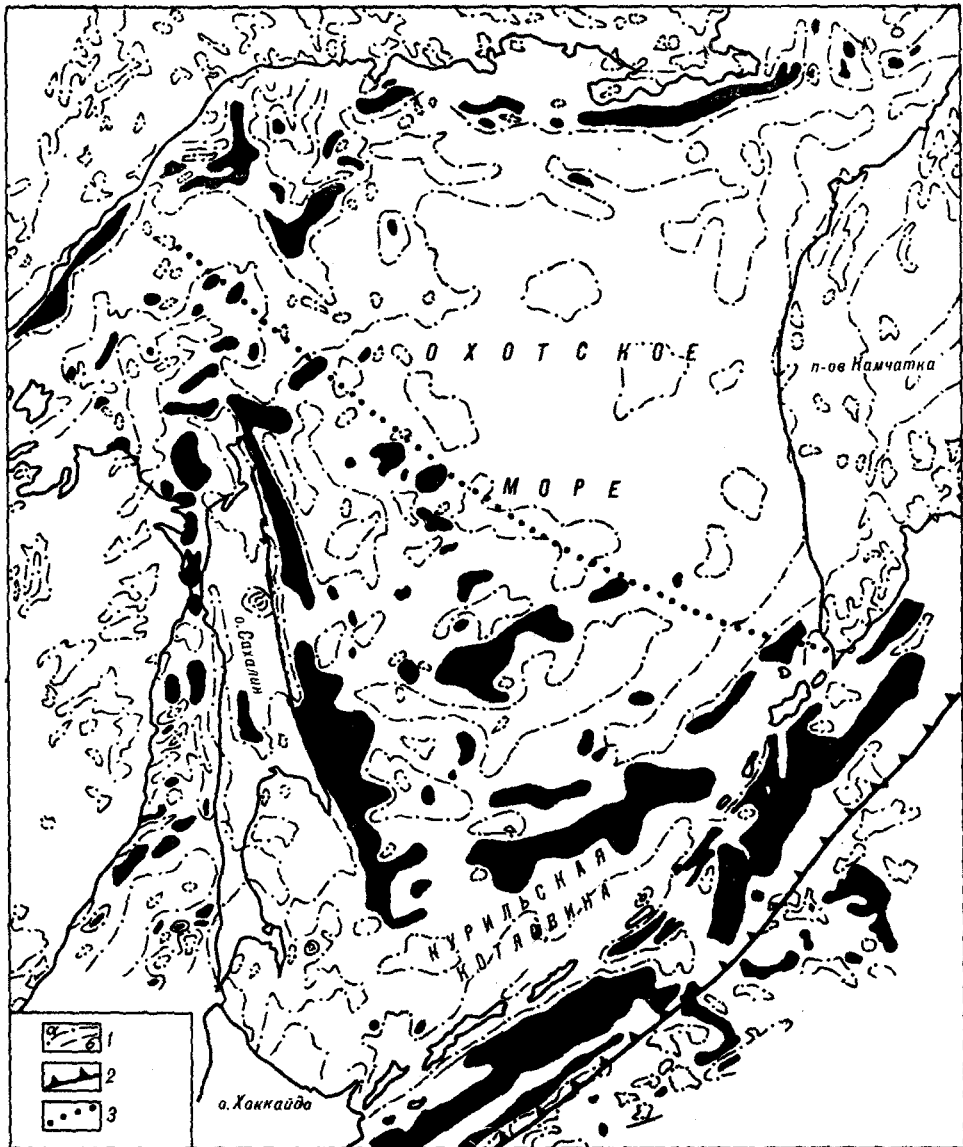


Рис. 2. Схема магнитных аномалий Охотского моря (по [1] с упрощением). Положительные значения поля показаны черным фоном. 1 — изодинамы (а — нулевое значение, б — отрицательное значение), 2 — осевая линия Курило-Камчатского желоба, 3 — тектоническая линия Кашеварова.

аномалиями, превышающими по значениям аномалии над областями развития вулканогенных пород.

Вышеотмеченные обстоятельства затрудняют геологическую идентификацию областей на схеме формального районирования аномального магнитного поля Охотского моря, отличительной чертой которого является наличие нескольких (относительно региональных) интенсивных зон положительных аномалий (рис. 2), почти окаймляющих море.

Определение верхних и нижних кромок магнитных тел в пределах региональных аномалий указывает на увеличение этих параметров намагниченных тел по сравнению с таковыми для локальных аномалий. При этом верхние кромки намагниченных тел оказываются ниже осадочного слоя.

Структурное положение этих намагниченных пород, а также сопоставление с геологическими данными там, где региональные аномалии касаются суши, позволяют указать причину и время их образования —

проявление процессов рифтогенеза в позднемеловое время [10]. Однако существует и другое объяснение [13].

Для Охотского моря (см. рис. 2) в целом можно утверждать, что морфология поля заметно различается по обе стороны от так называемой линии Кашеварова, соединяющей южную оконечность п-ова Камчатка и подводную возвышенность Кашеварова в северо-западной части Охотского моря. К северо-востоку от указанной линии аномальное магнитное поле спокойное, малоамплитудное, тогда как к юго-западу от линии Кашеварова аномалии более многочисленны, локальны и высокоамплитудны. Линия Кашеварова разделяет акватории с различными структурными планами. Юго-западнее линии широко развиты структуры растяжения, тогда как к северо-востоку от нее такие структуры редки или отсутствуют [23].

По аэромагнитным данным [9] установлено, что верхние кромки намагниченных тел приурочены к верхним границам вулканогенно-осадочного комплекса и базальтового слоя. Эти выводы были затем многократно подтверждены [17].

С учетом вышесказанного, магнитные аномалии на акваториях Охотского моря связаны прежде всего с районами, где увеличена мощность вулканогенных толщ. С этой точки зрения в центральной части моря большинство плавных аномалий с характерным размером около 100 км и амплитудой в первые десятки нТ вероятнее всего обусловлены постепенными изменениями доли намагниченных вулканогенных образований в составе осадочной толщи. На этом фоне встречающиеся редкие и резкие локальные аномалии отмечают, вероятно, дайки магматических пород.

Японское море. Многие породы, слагающие структуры сухопутного обрамления моря, во всем возрастном диапазоне в основном слабо или практически не магнитны (10^{-5} — 10^{-6} ед. СГС). Высокой намагниченностью обладают только молодые кайнозойские интрузивы и эффузивы (тыс. $\times 10^{-6}$ ед. СГС). К таким выводам приводит изучение намагниченности разнообразных по составу и возрасту пород Центрального и Южного Приморья [5], подводной возвышенности Ямато [2]. Наиболее намагничены здесь кайнозойские туфы и базальты (сотни $\times 10^{-6}$ ед. СГС). Прорываемые базальтами породы мезозойско-палеозойского возрастов очень слабо магнитны.

Описанная геолого-геофизическая ситуация так же, как и для Охотского моря, не дает явных предпосылок для прослеживания докайнозойских складчатых структур сухопутного обрамления в пределы акватории Японского моря, где магнитное поле значительно дифференцировано [11].

Таким образом, интерпретация магнитного поля Японского моря является во многом самостоятельной задачей.

Главные особенности аномального магнитного поля Японского моря следующие: 1) преобладающее северо-восточное простираение магнитных аномалий вдоль генерального направления изобат, 2) наличие секущих северо-западных направлений, вблизи которых происходит нарушение корреляции локальных аномалий (рис. 3). Следовательно, многочисленные предполагаемые магматогенные разломы фундамента северо-восточного простираения состоят из небольших фрагментов (сегментов), смещенных друг относительно друга.

Возможно два подхода к интерпретации магнитного поля рассматриваемой акватории. Первый — районирование поля по формальным признакам (размеры, амплитуда, дисперсия) и отождествление отдельных областей на схеме районирования с определенными тектоническими таксонами [18]. Второй подход постулирует наличие в глубоководных котловинах моря линейных магнитных аномалий и идентификацию их согласно стандартной магнитогеохронологической шкале [21]. В связи с этим заметим, что протяженные с характерной легко узнаваемой формой линейные магнитные аномалии в котловинах Японского моря на значительном протяжении не картируются.

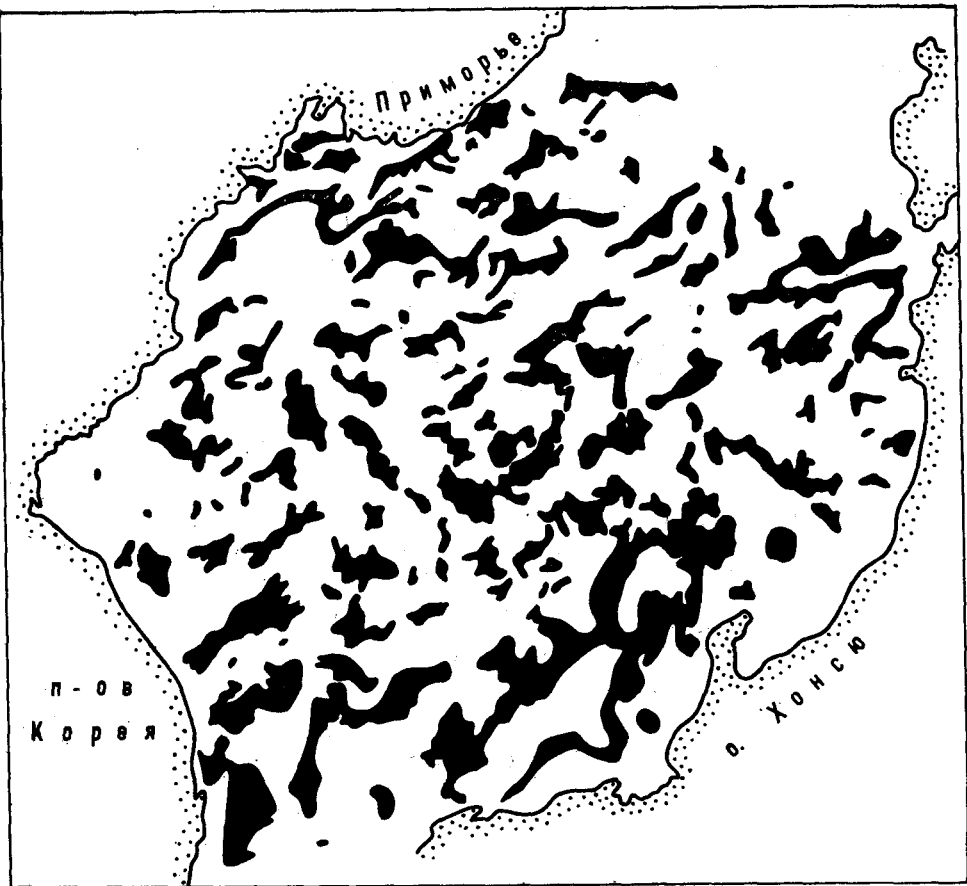


Рис. 3. Схема расположения положительных магнитных аномалий Японского моря (по [18] с упрощением). Положительные значения показаны черным фоном.

Восточно-Китайское море. Для мелководных акваторий (вне котловины Окинава) характерны малоинтенсивные, изометричные аномалии, сходные с характерными для центральной части Охотского моря.

Наиболее примечательные аномалии Восточно-Китайского моря связаны с котловиной Окинава, граничащей с островной дугой Рюкю. Наличие субокеанической коры в котловине Окинава представляет возможность связать фиксируемые здесь аномалии с магнитогеохронологической шкалой. Однако по имеющимся двум-трем экстремумам на магнитных профилях невозможно дать надежно возрастную идентификацию магнитных аномалий. Заметим, что имеющиеся (линейные?) интенсивные магнитные аномалии в котловине Окинава строго ограничены акваторией с субокеанической корой, грабены (по данным НСП) на северном продолжении котловины Окинава не сопровождаются сколько-нибудь заметными магнитными аномалиями [24].

На рис. 4 даны примеры интерпретации по одному из поперечных профилей через котловину Окинава. Обратим внимание на то, что возможные формы намагниченных тел слишком неопределенны. Очевидно, что в этом случае скорость раздвига в котловине остается условной из-за неопределенности хронологической привязки аномалий.

Южно-Китайское море. Судя по известной геологии на обрамлении Южно-Китайского моря, ясно, что отдельные аномалии на шельфе связаны с продуктами кайнозойского магматизма [14]. Однако конкретные взаимоотношения магнитных аномалий с поднятиями фундамента часто неоднозначны, вероятно, из-за образования даек и силлов в эпохи различной магнитной полярности.

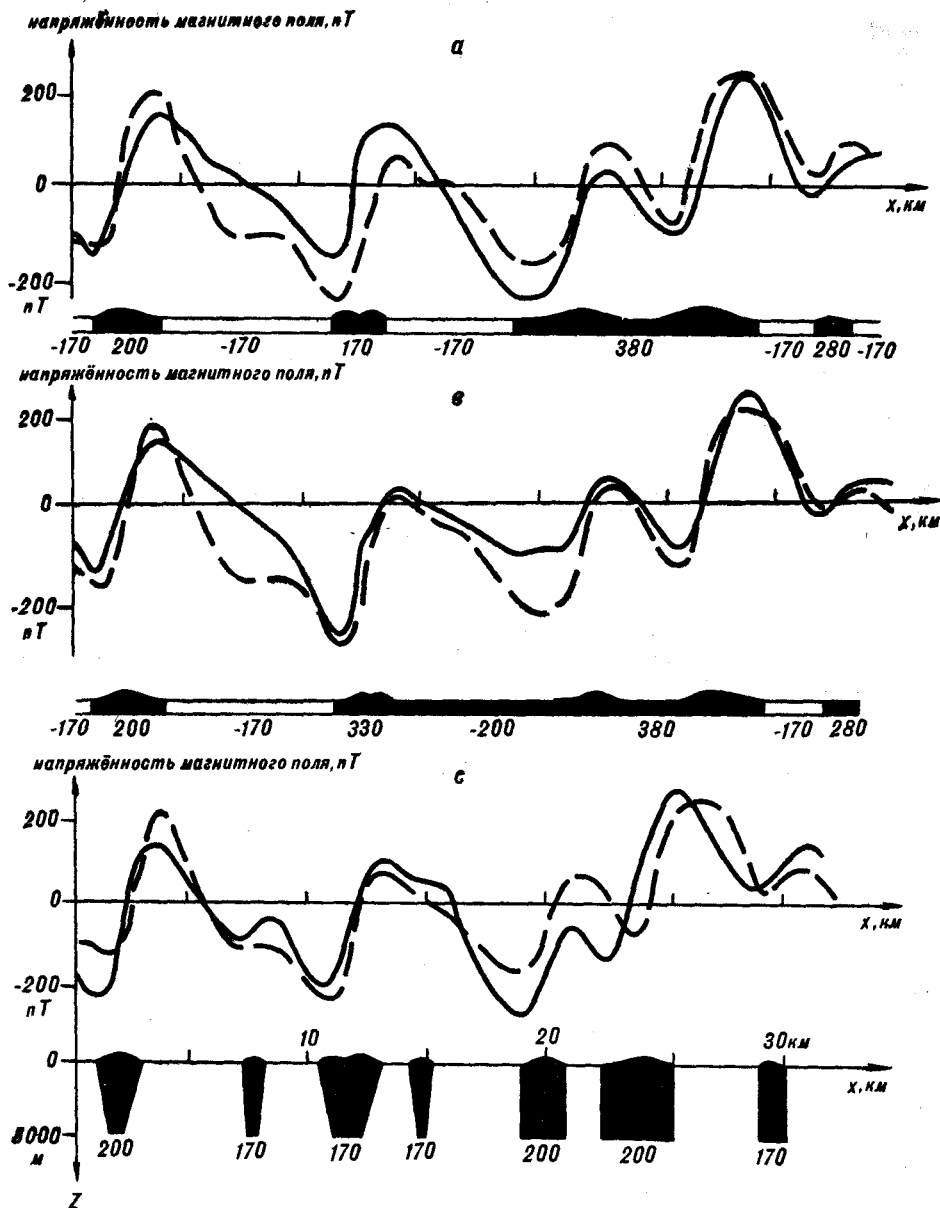


Рис. 4. Пример интерпретации магнитного профиля через котловину Окинава (Восточно-Китайское море). Составлено по материалам [24].

a, b, c — различные варианты интерпретации. Сплошная линия над моделями — расчетная аномалия, штриховая — наблюдаемая аномалия. Цифры под разрезами — подобранные значения намагниченности в ед. СГС $\times 10^{-6}$. На разрезах прямая намагниченность показана черным цветом.

Картируемые на шельфе Индо-Китайского полуострова магнитные аномалии амплитудой до 250 нТ имеют нерегулярный характер. Эти аномалии отражают неравномерность распространения вулканитов. Аналогичная картина наблюдается также на шельфе о. Калимантан в юго-западной части рассматриваемой акватории.

Для Южно-Китайского моря характерны линейные магнитные аномалии в районах Центральной глубоководной котловины и глубоководного трога Палаван (рис. 5). Аномалии в Центральной котловине идентифицируются от 5 до 11 (32—17 млн лет). Одноименные аномалии коррелируются с большим трудом, вероятно, из-за наличия большого коли-



Рис. 5. Схема расположения положительных магнитных аномалий глубоководных котловин Южно-Китайского моря (по [22] с упрощением).

чества поперечных меридиональных нарушений. В пределах трога Палаван идентифицируются аномалии от 27 до 31 [22]. К периферийным частям моря интенсивность аномалий уменьшается.

Из рассмотренного выше видно, что линейные магнитные аномалии присутствуют лишь в крайних морях только в глубоководных котловинах с земной корой субокеанического типа. Не менее примечательно, что линейные магнитные аномалии в рассмотренных морях не сопровождаются появлением сколько-нибудь заметного хребта и/или осевой долины по примеру ныне активных срединно-океанических хребтов.

Обсуждение. При анализе геологических материалов континентальной части зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану [4-6, 15] обращает внимание следующее. Формирование достаточно обширных

впадин (как правило, морских бассейнов) сопровождается активной эффузивной и в меньшей степени интрузивной деятельностью вдоль границ опускающихся областей. Эти явления происходили в широкой полосе зоны перехода, в областях, достаточно удаленных от современных окраинных морей. В частности, в палеогене и неогене формируются Амуро-Зейская и ряд других впадин, на окраинах которых происходят вулканические излияния.

На территории Приморья в палеогене происходило заложение обширных впадин, окраинные участки которых испытывали воздымание. Одновременно вдоль окраин формирующихся впадин происходили излияния эффузивов и внедрение небольших интрузий.

Начиная с кимерийско-аптского времени в северо-восточных и восточных районах Китая происходило образование рифтов, сопровождающееся интенсивной эффузивной и интрузивной деятельностью. С течением времени этот процесс смещался в восточном направлении, захватывая прибрежные районы [19].

По аналогии с вышеназванными явлениями на материке, учитывая непосредственную близость рассматриваемых акваторий, с большой вероятностью можно предполагать, что магнитные аномалии в мелководных частях окраинных морей фиксируют эффузивные либо интрузивные образования, синхронные времени активного формирования впадин окраинных бассейнов.

В связи с интересующей нас генетической интерпретацией линейных магнитных аномалий в окраинных морях обратим внимание на некоторые физические следствия, проявляющиеся при растяжении литосферы. Известно, что при растяжении твердого тела, когда преобладают упругие реакции, направление развивающихся трещин отрыва (растяжения) составляет острый угол к направлению растяжения. Ситуация меняется, когда растяжению подвергается тело с реологическими свойствами, близкими к тем, которые существуют в литосфере (т. е. с вязкостью литосферы, уменьшающейся с глубиной). Результаты моделирования показывают [20], что в этом случае наибольшие растягивающие напряжения имеют тенденцию локализоваться вдоль определенных направлений, перпендикулярных направлению растяжения и равностоящих друг от друга. Такая пространственная периодичность ослабленных зон при условии достаточного количества расплавленного вещества в подкоровом слое с неизбежностью должна приводить к образованию регулярно расположенных интрузий — источников магнитных аномалий. Заметим, что при этом не предполагается обязательное присутствие хребта или единого осевого грабена. Условия для этого, очевидно, возникают много позже.

Для начальной стадии формирования окраинных бассейнов трудно установить — являются ли подводящие магматические каналы пространственно одинаково ориентированными. Даже если признать существование линейных каналов, по которым поднимается магма, на начальной стадии погружения бассейнов, то гетерогенная структура континентальной земной коры в значительной мере должна рассеивать пространственно ориентированный глубинный поток магматического вещества. В конечном счете, поэтому не происходит образования в земной коре интрузивных тел ясно выраженного линейного типа.

Описанная ситуация является, по-видимому, довольно общей, т. е. там, где развитие рифтовых впадин происходит на континентальной коре, линейных магнитных аномалий не наблюдается. Примерами могут служить хорошо изученное Северное море [8], окраинные моря Северного Ледовитого океана.

Наблюдающиеся полосовые линейные магнитные аномалии в глубоководных котловинах окраинных морей могут быть названы океаническими лишь условно. С собственно океаническим типом линейных аномалий так или иначе ассоциируются осевой хребет и/или осевая рифтовая долина, чего не обнаруживается в глубоководных котловинах окраинных морей.

Таким образом, рассмотренные окраинные моря, непосредственно граничащие с материком, с точки зрения интерпретации аномального магнитного поля есть результат далеко зашедшего деструктивного процесса рифтообразования на гетерогенной континентальной земной коре.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев А. А., Воробьев В. М. О тектонике Охотоморского региона в свете геомагнитных данных // Тихоокеан. геология.— 1991.— № 1.— С. 27—33.
2. Васильев Б. И., Карп Б. Я., Строев П. А., Шевалдин Ю. В. Строение подродной возвышенности Ямато (Японское море) по геофизическим данным.— М., 1975.
3. Геомагнитное поле окраинных морей северо-запада Тихого океана и его связи с геологическим строением/М. Л. Красный, В. М. Воробьев, Е. В. Кочергин.— Южно-Сахалинск, 1975.
4. Геология Кореи/Под ред. В. Л. Масайгиса.— М.: Недра, 1972.
5. Геология СССР. Т. XXXII. Приморский край. Ч. 1. Геол. описание/Ред. И. И. Берсеев.— М.: Недра, 1969.
6. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1. Геол. описание/Ред. Л. И. Красный.— М.: Недра, 1966.
7. Геология СССР. Т. XXXIII. Остров Сахалин. Ч. 1. Геол. описание/Ред. В. Н. Вещцагин, Ю. М. Ковтунович.— М.: Недра, 1970.
8. Голуб А. Д., Касьяненко Л. К., Лизунова М. М. Результаты интерпретации гидромагнитной съемки Северного моря // Океанология.— 1982.— Т. XXII, вып. 5.— С. 789—794.
9. Городницкий А. М., Каминский В. Д., Литвинов Э. М., Шимараев В. Н. Природа магнитных объектов земной коры Курило-Охотской переходной зоны // Экспресс-информация ВИЭМС. Морская геология и геофизика.— 1977.— № 2.— С. 20—36.
10. Ермаков В. А. Тектонические условия новейшего вулканизма и преобразование земной коры Курило-Камчатской островной дуги // Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры.— М.: Недра, 1986.— С. 188—208.
11. Иседзаки Н. Карта магнитных аномалий Японского моря // Геофизика Восточно-Азиатских окраинных морей.— М., 1988.— С. 5—9. (Геодинамич. иссл-я; № 10).
12. Корнев О. С. Геомагнитные образования в фундаменте Охотоморской плиты // Тихоокеан. геология.— 1990.— № 2.— С. 33—42.
13. Красный М. Л. Геофизические поля и глубинное строение Охотско-Курильского региона/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1990.
14. Кулинич Р. Г., Забологников А. А., Марков Ю. З. и др. Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенез юго-восточной Азии.— М.: Наука, 1989.
15. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1976.
16. Сычев П. М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий.— М.: Наука, 1966.
17. Терещенков А. А., Бобошина В. А., Туезов И. К., Харахинов В. В. Структура аномального магнитного поля Охотского региона // Геофизика Восточно-Азиатских окраинных морей.— М.: Наука, 1988.— С. 10—19. (Геодинамич. иссл-я; № 10).
18. Шевалдин Ю. В. Аномальное магнитное поле и некоторые особенности глубинного строения дна Японского моря // Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным: Материалы советско-японского симпозиума в г. Южно-Сахалинске, 1976.— Владивосток, 1978.— С. 65—70.
19. Chen Z., Tian Z., Qiang Z. Meso-Cenozoic Rift in Eastern China // Abstract 28th International Geological Congress, July 9—19, 1989. Washington. V. 1.— Washington D. C. USA., 1989.— P. 276.
20. Fletcher B. C., Hallet B. Unstable extension of the lithosphere a mechanical model for Basin-and-Range structure // J. Geophys. Res.— 1983.— V. 88, N B9.— P. 7457—7466.
21. Isezaki N. A. Magnetic anomaly map of the Japan Sea // J. Geomag. Geoelectr.— 1986.— V. 38.— P. 403—410.
22. Lu Wenzheng, Changzhike, Wu Shengdi et al. Characteristics of magnetic lineations and tectonic evolution of the South China Sea basin // Acta Oceanologica.— 1987.— V. 6, N 4.— P. 577—588.
23. Savostin L., Zonenshain L., Baranov B. Geology and tectonics of the sea of Okhotsk // Geodynamics of the Western Pacific — Indonesian Region/Ed. by T. W. C. Hilde and S. Uyeda.— Washington D. C., 1983.— P. 189—221. (Geodynamics Series; V. 11).
24. Sibuet J. C., Letouzey J., Barbier F. Back-arc extension in the Okinawa Trough // J. Geophys. Res.— 1987.— V. 92, N B13.— P. 14045—14063.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ ОСАДКОВ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Рассмотрен минералогический состав тяжелой подфракции крупноалевритовой размерности из осадков Японского моря. Выделено 9 минералогических провинций, из них 7 — терригенных и 2 — вулканогенных. На основе методов корреляционного и факторного анализов выявлены парагенетические ассоциации минералов провинций, дана их интерпретация, установлены источники поступления обломочного материала. Определена зависимость содержания минералов от глубины бассейна и удаленности от континентальных и островных питающих провинций. Вулканокластическая составляющая в осадках распознается по специфическим минеральным ассоциациям, характеру корреляционных связей с глубиной моря и структурными параметрами осадков, типоморфизму минералов.

Введение. Исследования минерального состава отложений в различных типах седиментационных бассейнов привлекают все более пристальное внимание, ибо являются основой раскрытия эволюции осадочного процесса бассейнов осадко- и породообразования, способствуют выяснению закономерностей формирования и размещения полезных ископаемых [3, 20, 29]. При этом важным объектом изучения, в достаточной мере еще не исследованным, выступают переходные зоны между крупными морфоструктурами Земли — континентами и океанами, и в частности, бассейны окраинных морей.

Первые работы по минералогии осадков Японского моря принадлежат Д. Е. Гершановичу [8] и А. И. Пахомовой [23]. Последующие исследования проводились в основном на небольших участках прибрежного мелководья и в отдельных бухтах и заливах южного и юго-восточного Приморья, Татарском проливе [6, 12—17, 25, 26]. Изучен минеральный состав осадков залива Исикари, южно-корейского шельфа и Цусимской котловины, пролива Оки [34, 37, 45].

Однако имеющиеся отрывочные сведения не раскрывают целостной картины формирования минерального состава осадков окраинно-морского седиментационного бассейна. В данном сообщении приводятся сведения о составе минералогических провинций Японского моря и характерные особенности образования минеральных ассоциаций (МА).

Материал и методика исследования. В основу работы положены результаты минералогического анализа по 355 станциям, выполненного автором, а также анализы ПО Приморгеология* и ДВГИ ДВО РАН** проб из осадков шельфа Приморья и Татарского пролива. Кроме того использованы все доступные литературные данные по количественному минеральному составу поверхностного слоя (0—10 см) осадков [37, 45]. В общей сложности при построении схем распределения минералов и статистических расчетах использованы 944 минералогических анализа*** (рис. 1).

Минеральный состав фракции крупноалевритовой размерности (0,1—0,05 мм) изучался иммерсионным методом по общепринятой методике [24]. Для получения сопоставимых данных из общей суммы исключались трудноопределимые измененные зерна и обломки пород, аутигенные и рудные минералы (ильменит, гематит, лейкоксен, пирит, гидрокислы железа и марганца, глауконит, коллофан, вивианит). Сумма прозрачных кластогенных минералов принималась за 100 % и соответственно пересчитывалось содержание каждого минерала.

* Аналитики М. П. Тарышкина, В. П. Таланова, М. Ф. Остащенко, В. А. Соколина.

** Аналитики В. И. Тихонова, В. Ф. Игнатова.

*** Нумерацию станций, их положение, состав осадков см. в работе [27].

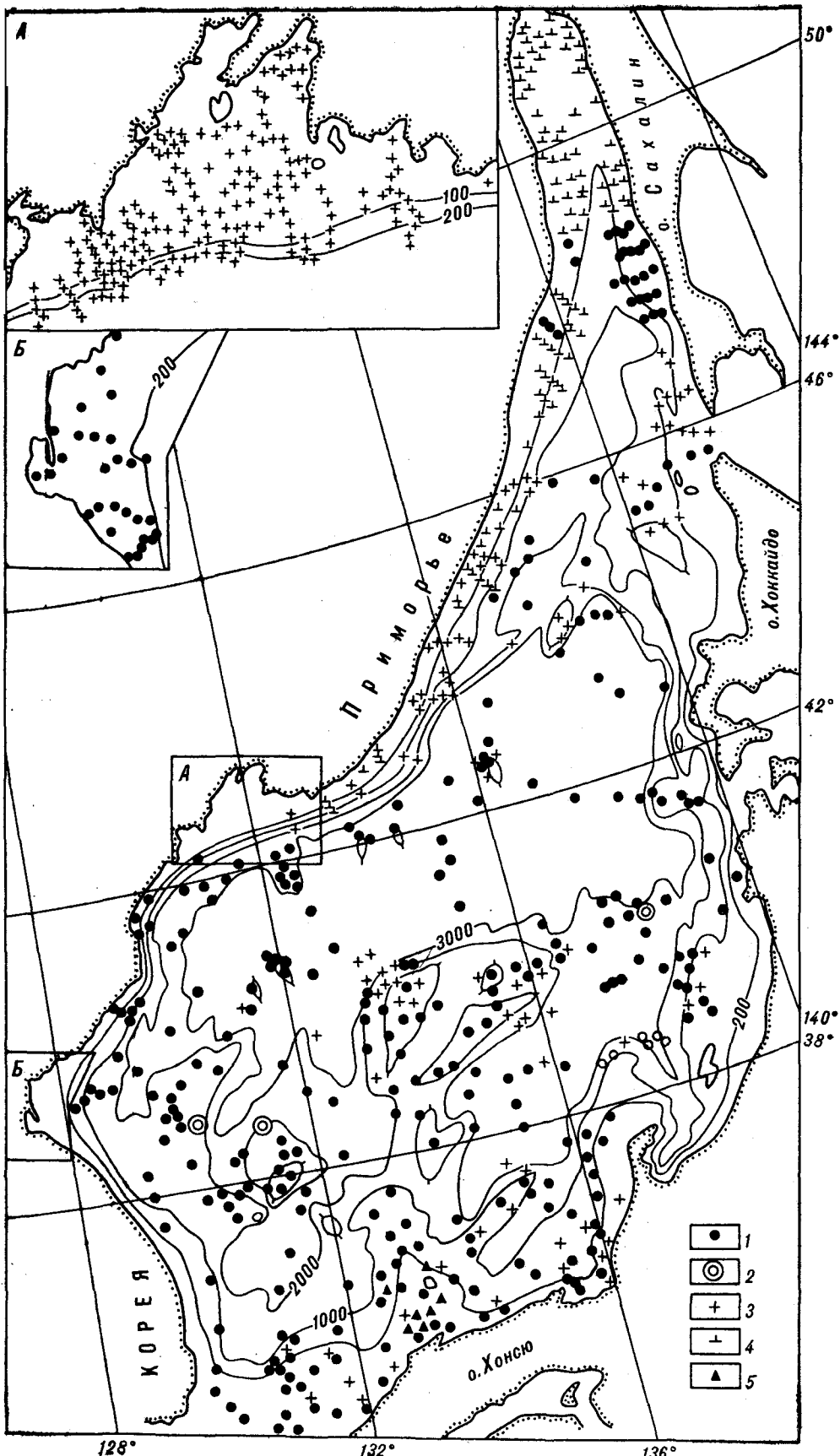
Основным методическим подходом при выяснении закономерностей формирования минералогических ассоциаций, наряду с традиционным методом сопоставления схем распределения минералов, явился анализ парагенетических связей минералов с использованием методов многомерной статистики [30, 31, 36, 48]. Выявлены корреляционные связи содержания минералов в зависимости от глубины бассейна и удаленности от континентальных и островных питающих провинций. При выяснении закономерностей формирования минеральных ассоциаций осадков в зависимости от состава источников сноса, условий осадконакопления и свойств самих минералов одной из основных задач является установление территориально обособленных терригенно-минералогических провинций [2]. Группирование станций по набору минералогических компонентов нами проводилось на базе кластерного анализа. Результаты вычислений были представлены в виде дендрограмм, по которым проводилось объединение станций с близким минеральным составом, а по значениям коэффициентов корреляции выделены группы и подгруппы, соответствующие провинциям и подпровинциям. Дополнительно, для уточнения положения границ выделенных провинций и выяснения общих закономерностей изменчивости минерального состава каждой из них, применялись Q- и R-методы факторного анализа. Название минеральных комплексов провинций дано в соответствии с количественным соотношением минералов (при средних содержаниях более 10 %). Характерные особенности минеральных ассоциаций, особенно при близких содержаниях ведущих компонентов, достаточно эффективно отображаются по значениям коэффициентов концентрирования (K_k) [33], на основе которых составлены индексы (формулы) провинций (табл. 1).

В качестве основы корреляционного, факторного и кластерного анализов были использованы программы, опубликованные Дж. Девисом [9]. Автор выражает признательность Ю. И. Коновалову за помощь, оказанную при отладке программ.

В Японском море нами выделено девять минералогических провинций, которые подразделены на ряд подпровинций (рис. 2). К терригенным (ТМА) отнесены Восточно-Приморская, Южно-Приморско-Корейская, Юго-Западного Хонсю (Санъин), Хонсю-Хоккайдо-Сахалинская, Александровская, а к типично вулканогенным (ВМА) — Центрально-Японморская и Уллындо. Специфичен состав минеральных ассоциаций подводных возвышенностей северо-западной части моря и возвышенности Ямато, для которых поставщиком обломочного материала являются коренные породы дна (эдафогенный фактор) и, отчасти, вулканокластика.

Характеристика провинций. Восточно-Приморская провинция включает шельф, материковый склон, его подножье от м. Мапаца (южнее г. Советская Гавань) до м. Поворотный, а также восточную часть залива Петра Великого. Провинция относится к роговообманково-пироксен-эпидотовой ассоциации. В ее составе резко преобладают пироксены (преимущественно клинопироксены) и эпидот, соответственно в среднем 35,4 и 45 % ($K_k > 1,1$). Большинство минералов значимых корреляционных связей с глубиной моря не обнаруживают. Отрицательная корреляция с глубиной выявлена лишь для выхода тяжелой подфракции и турмалина. Для провинции характерно постепенное увеличение количества пироксенов, темных рудных минералов и убывание роговых обманок и эпидота с юга на север, что позволило выделить две подпровинции — Кузнецовскую и Юго-Восточную (см. рис. 2, табл. 2). Аналогичное распределение вышеупомянутых минералов отмечается также в выносах рек Восточного Приморья.

Как следует из факторной модели, наибольшее влияние на формирование минерального состава осадков провинции оказали источники обломочного вещества. Так, на графике факторных нагрузок, построенном в плоскости главных факторов, наблюдается резкое противопоставление ведущих компонентов минеральных ассоциаций провинций: с одной стороны, пироксенов — преобладающих темноцветных минералов пород Вос-



точно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, а с другой — эпидота и роговых обманок, свойственных гранитоидам и метаморфитам (рис. 3, а). Подобное распределение минералов нашло отображение в разобцении минеральных ассоциаций Кузнецовской и Юго-Восточной подпровинций на графике факторных значений (рис. 3, б). Продукты разрушения метасоматитов и пород низких ступеней метаморфизма, сопряженных с Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом, в осадках шельфа Восточного Приморья прослеживаются по парагенезам эпидот — анатаз, хлорит — эпидот — метаморфические минералы, хлорит — актинолит — слюды.

Следует отметить, что наличие корреляционных связей между минералами с различной плотностью, отсутствие значимой корреляции большинства из них с глубиной моря, установление в осадках парагенезов минералов, свойственных коренному петрофонду областей питания могут свидетельствовать о слабой дифференциации поступающего в море обломочного материала. Более интенсивно процесс минералогической сепарации выражен в осадках восточной части залива Петра Великого, где намечается относительное обособление группы устойчивых минералов, приуроченных к реликтовым осадкам внешнего шельфа. На формирование минерального состава осадков восточной части залива Петра Великого, как показал анализ схем распределения минералов и их парагенезов, существенное влияние оказали породы Восточно-Сихотэ-Алинской питающей провинции.

Южно-Приморско-Корейская провинция охватывает обширные районы западной части Японского моря от залива Петра Великого до Корейского пролива, включая прилегающие возвышенности Первенца (юго-западный склон), Гебас, Кольцо, Восточно-Корейскую. В зависимости от количественного соотношения преобладающих минералов провинция разделена на шесть подпровинций: Уссурийского залива, Туманган-Южно-Приморскую, Восточно-Корейскую, Восточно-Корейской возвышенности, Слюдистую и Корейского пролива. В целом, минеральные комплексы провинции характеризуются преобладанием роговых обманок — до 98,2 % (в среднем 35,3 %), слюд — до 82,7 % (13,2 %) и повышенным содержанием устойчивых минералов — до 28 %. Содержание эпидота, пироксенов составляет в среднем 18,2 и 12,2 %. Наибольшим постоянством в распределении отличаются роговые обманки и эпидот. Большинство же других минералов распределены весьма неоднородно.

Значительная группа минералов, производных гранитно-метаморфических пород, обнаруживает тенденцию к накоплению. К ним относятся (расположены в порядке уменьшения K_n) метаморфические минералы, кальцит, роговая обманка зеленая и буро-зеленая, актинолит, слюды, турмалин, сфен, гранат. Часть из них содержится в количествах, превышающих среднебассейновые в 2—2,6 раза (см. табл. 1).

Обратную корреляцию с глубиной моря обнаруживают зеленая роговая обманка, актинолит, турмалин, гранат, метаморфические минералы и циркон, что является следствием их накопления вблизи источников сноса. Противоположно сведение клинопироксенов и слюд, для которых характерно увеличение содержаний с глубиной моря. Источником клинопироксенов, отрицательно связанных с большинством минералов, являются в основном эффузивно-пирокластические породы о. Уллындо и небольших подводных гор вулканического происхождения, а также пирокластика вулканов Уллындо и Пектусан (поставка щелочных пироксенов) [10]. Вулканогенная составляющая в составе ТМА провинции фиксируется по парагенезам, образованным клино- и ортопироксенами, бурой и базальтической роговой обманкой, биотитом и апатитом. Ассоциация с вулканогенной составляющей тяготеет к районам, прилегающим к

Рис. 1. Схема минералогической изученности осадков Японского моря.

Анализ выполнены: 1 — автором, 2 — то же, группа станций, 3 — ПО Примергеология, 4 — ДВГИ ДВО РАН, 5 — данные К. Вахк et. al. [34].

Индексы минералогических провинций осадков Японского моря по значению коэффициентов концентрирования (Кк)

Провинция, подпровинция	Индексы провинций
1	2
Восточно-Приморская (I)	[Ep] Px An Ap Tou Zi; Hb Sph Chl Gar MT OI Mi Act Ca
Кузнецовская (Ia)	Ep Px Ap Sph Zi Tou; An MT Chl Hb OI Mi Ca Act
Юго-Восточная (Iб)	[Ep] An Ap Px Zi Chl Hb Tou; Gar MT Sph Mi Act OI
Южно-Приморско-Корейская (II)	MT Ca gHb Act cMi Tou Sph Gar gMi bMi bgHb Ep Zi An Ap bHb Chl; Cpx NaAm Ort NaPx OI OHb Ba
Туманган-Южно-Приморская (IIa)	[bgHb] Ep Sph Act Chl An gHb Zi Ap Cpx bHb Gar gMi; Opx bMi NaAm Tou OI MT OHb
Уссурийского залива (IIб)	MT Hb Gar Px Ep; Zi Ap Sph Tou OI An Act Mi
Восточно-Корейская (IIв)	[MT Act gHb Tou Gar Sph] bMi Ca Zi bgHb bHb Ep bMi An Chl gMi; Cpx OI NaAm Opx NaPx OHb Ba
Слюдистая (IIг)	[cMi Ca gMi Ap] gHb Act Sph Hb bgHb Tou bHb Ep Gar NaPx MT; Chl An Cpx OHb Opx NaAm
Восточно-Корейской возвышенности (IIд)	Ca Tou Sph NaAm gMi Gar MT bHb Chl Zi Ap An Ep bgHb gHb Act Opx OI Cpx gMi bMi NaPx; Ba OHb
Корейского пролива (IIе)	[gHb Tou] Gar An Ep bgHb Sph Ca Zi Act Ap Chl bHb Opx; OHb MT gMi Cpx bMi cMi NaPx
Санъин (III)	[OHb] bgHb Opx Ca Zi bHb Ap gHb Ep Chl An Gar bMi gMi; Tou Sph Cpx OI Act MT cMi
Вакаса (IIIa)	[OHb Opx] Zi bHb Chl bgHb Cpx Ap Ca An Ep Gar Sph; bMi Act cMi OI Tou MT

о. Уллындо (подпровинция Восточно-Корейской возвышенности) и восточной части Корейского пролива.

Наибольший вклад в образование минеральных ассоциаций провинции вносят минералы, производные гранитно-метаморфических пород (циркон, сфен, турмалин, зеленая роговая обманка, анатаз, рутил, метаморфические минералы, актинолит), ассоциации которых отмечаются

Оки (IIIб)	<u>[ОНб bgНб] Оpx</u> Ap Ep Ol An gMi bMi Cpx gHb Zi; Chl cMi MT Gar Sph Ca Ba NaAm Na Px
Восточной части Корейского пролива (IIIв)	<u>bgHb Ohb gHb Ap Ep Tou Gar An</u> Zi Sph Chl Opx bMi MT bHb; Ca Act Cpx cMi NaAm Ol
Хонсю-Хоккайдо-Сахалинская (IV)	<u>[Opx] Cpx Ap OHb Ca</u> NaAm Chl Ep bgHb; Zi Sph NaPx gMi Ol Gar bMi Ba Act Tou MT cMi
Северо-Западного Хонсю (IVа)	<u>[Opx bHb OHb] Cpx</u> Ap Ol bgHb gHb bMi; Ca Zi Ep Tou Sph gMi Gar Act An cMi Ba
Китаоки-Оки (IVб)	<u>[Ol Cpx NaAm] OHb bHb</u> Opx Ap bMi Chl; bgHb Ep gMi Zi Sph gHb cMi Act Tou Gar An Ca
Осима — Окусири (IVв)	<u>[Px] Tou Sph Gar</u> Zi Ep; Ap Hb Mi Chl An MT Ca
Совганская (IVг)	<u>[An Zi Gar Chl Tou] Sph Px Ap</u> Ca Ep; Hb Act Mi NaAm MT
Центральной части Татарского пролива (IVд)	<u>[An Gar Sph Px] Chl Zi</u> Ca Tou; Mi Ep Hb Act
Ламанон-Прибрежная (IVе)	<u>[An Zi Gar Sph Chl Ap Tou] Px</u> Ca Ep; Mi NaAm Act Hb
Делангя (IVи)	<u>Px</u> Chl An Zi Gar; Ap Hb NaAm Sph Ca Mi Act
Монерон-Рубунская (IVк)	<u>[Ep Ca] Ol Chl An Act</u> Px Ap Sph Zi Hb; NaAm Gar Mi Tou MT
Возвышенностей северо-западной части моря (V)	<u>[NaAm NaPx Cpx] Ap OHb Ol</u> bMi bHb Act An Chl Ca gMi; cMi Ep Sph Zi bgHb Gar Tou Opx gHb
Центрально-Япономорская (IV)	

в ведущих факторах с максимальным вкладом в суммарную дисперсию. Участки дна, где процессы гидродинамики привели к значительному преобразованию исходного обломочного вещества, имеют ограниченное распространение и приурочены к широкому шельфу заливов Восточно-Корейский, Петра Великого и Корейскому проливу (см. рис. 2). Минералогическая дифференциация обломочного вещества отразилась на об-

1	2
Ямато (VII)	Er NaPx gMi Ba NaAm Ca Chl Ap bgHb cMi Zi Sph; Act Gar Tou OHb OI gHb MT
Ульиндо (VIII)	[NaPx bMi bHb] Ap OHb cMi Crx gMi Ba Opx Tou Sph Ca bgHb; Er Act Gar MT An gHb Chl Si OI NaAm
Александровская (IX)	[Sph Gar Tou] Hb Zi An Er Ap Mi Px MT Act OI

Примечание. Индексы провинций: в числителе — минералы с содержанием выше среднбассейновых ($K_K > 1,1$, в квадратных скобках $K_K > 2,0$), в знаменателе — минералы с содержанием ниже среднбассейновых ($K_K < 0,9$, точка с запятой выделяет значения $K_K = 0,5-0,9$). Минералы, стоящие перед дробью, имеют значения $K_K = 0,9-1,1$. Сокращения минералов: Px — группа пироксенов, Crx — клинопироксен, Opx — ортопироксен, NaPx — щелочной пироксен, Hb — группа амфиболов, bgHb — буро-зеленая роговая обманка, gHb — зеленая и голубовато-зеленая роговая обманка, bHb — бурая роговая обманка; OHb — базальтическая роговая обманка, Act — актинолит — тремолит, NaAm — щелочной амфибол, Er — эпидот, цоизит, Gar — гранат, Zi — циркон, Ap — апатит, Sph — сфен, Al — анатаз, брукит, рутил, Tou — турмалин, Chl — хлорит, MT — группа метаморфических минералов (силлиманит, ставролит, андалузит, корунд), OI — оливин, MI — слюды, cMi — слюда бесцветная, gMi — слюда коричневая, Ca — кальцит, Ba — барит.

разовании парагенезов минералов с высокой плотностью и устойчивостью (циркон, ильменит, рутил, анатаз, турмалин, гранат, иногда сфен), которым противопоставляются минералы с меньшей устойчивостью и высокой транспортабельностью. Ассоциации устойчивых минералов обычно прослеживаются в виде узких полос и пятен, приуроченных в основном к реликтовым, хорошо отсортированным осадкам внешнего шельфа, фиксирующим положение древних береговых линий [27].

Независимое положение и отрицательные корреляционные связи с большинством минералов обнаруживают слюды, максимальное скопление которых приурочено к подножию материкового склона Кореи и периферийным участкам глубоководных котловин (Слюдистая подпровинция). На этих же участках дна установлены высокие скорости осадконакопления [27].

Провинция Юго-Западного Хонсю (Сангин) занимает районы, прилегающие к юго-западному побережью о. Хонсю до залива Вакаса: островной шельф и склон, возвышенность Оки, котловины Оки и, частично, Хонсю. Близкие по составу осадки развиты локально в подводной долине Тояма, на северо-западном склоне возвышенности Садо и в районе о. Кюроку. Минеральная ассоциация провинции представлена преимущественно роговыми обманками — до 84,7 % (45,21 %), среди которых преобладают буро-зеленые разности (32,78 %), гиперстеном — до 54,8 % (14,1 %), клинопироксеном — до 34,9 % (10,0 %) и эпидотом — до 45,9 % (16,09 %). Облик провинции определяют базальтическая ($K_K = 3,5$) и

буро-зеленая ($K_K = 1,89$) роговые обманки, гиперстен ($K_K = 1,87$). Анализ факторной модели осадков провинции свидетельствует о слабой дифференциации обломочного материала по гидравлической крупности. Однако в проливе Оки процесс минералогической сепарации выразился достаточно отчетливо. Здесь, в наиболее узкой его части, просле-

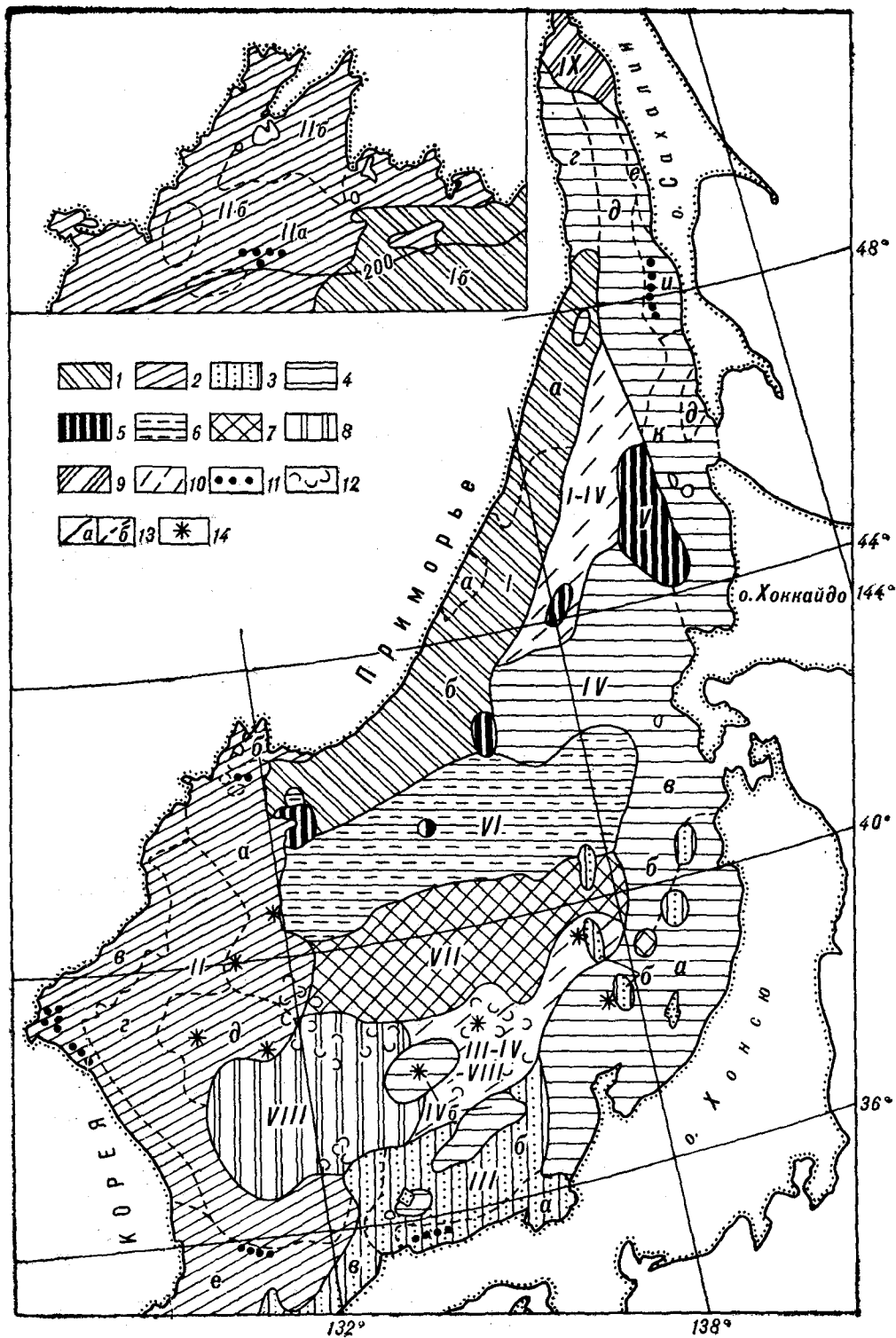


Рис. 2. Схема минералогических провинций поверхностного слоя (0—10 см) осадков Японского моря.

1—10 — провинции: 1 — Восточно-Приморская, 2 — Южно-Приморско-Корейская, 3 — Сангын, 4 — Хонсю-Хоккайдо-Сахалинская, 5 — возвышенностей северо-западной части Японского моря, 6 — Центрально-Японморская, 7 — Ямаго, 8 — Улыиндо, 9 — Александровская, 10 — смешанные минеральные ассоциации; 11, 12 — участки дна с высоким содержанием в осадках: 11 — группы устойчивых минералов (зоны шлиховачия), 12 — слюды; 13 — границы провинций (а), подпровинций (б); 14 — станции с аномальным минеральным составом. Римские цифры — минералогические провинции, участвующие в образовании смешанной ассоциации.

Средний минеральный состав осадков мине-

Провинция, подпровинция	Тяжелая фракция	Клинопроксен	Ортопроксен	Щелочной проксен	Роговая обманка					Эпидот, цокинг	Гранат
					сумма	буро-зеленая	бурая	зеленая	базальтиче-ская		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Восточно-Приморская	3,96	35,36 *			14,94					44,95	0,77
	3,72	16,3			6,81					12,23	1,21
Кузнецовская	3,57	50,23 *			10,65					34,78	0,73
	2,39	7,08			2,84					6,0	0,69
Юго-Восточная	4,29	22,97			18,51					53,43	0,80
	4,54	10,26			7,10					9,25	1,52
Южно-Приморско-Корейская	2,32	9,71	2,53	0,25	35,29	20,44	2,96	11,68	0,21	18,15	3,72
	2,82	7,23	3,65	0,73	11,94	12,1	2,38	11,3	0,53	8,57	3,89
Туманган-Южно-Приморская	2,33	14,43	3,34	0,11	41,12	35,28	2,48	3,84	0,38	25,0	1,29
	1,72	9,91	4,5	0,23	11,1	10,08	2,01	4,24	0,91	6,18	0,84
то же, в пределах залива Петра Великого	4,69	9,95 *			63,46					18,38	2,04
	3,88	8,13			13,01					8,76	2,05
Уссурийского залива	5,79	32,56			49,96					11,98	2,61
	5,78	8,24			8,43					5,28	2,06
Восточно-Корейская	2,0	9,64	0,74	0,05	37,85	17,35	3,12	17,31	0,06	15,09	5,84
	3,25	7,04	0,73	0,21	10,53	12,47	2,65	12,80	0,26	7,45	4,89
Слюдистая	2,82	6,72	1,01	0,59	25,72	15,03	2,29	8,04	0,34	11,39	1,3
	3,48	4,18	1,14	1,24	12,29	9,89	2,31	7,96	0,84	4,99	1,26
Восточно-Корейской возвышенности	1,44	16,12	7,43	0,54	27,87	18,07	4,76	4,87	0,17	20,09	3,27
	1,06	5,16	6,4	0,86	6,47	6,42	1,83	7,75	0,47	5,06	1,52
Корейского пролива	3,02	3,08	4,64	—	43,32	22,77	2,33	17,68	0,53	27,9	5,13
	2,65	2,23	2,54		8,71	10,39	1,38	9,89	0,60	8,57	4,12
Сацзин	7,01	10,02	14,14	0,02	45,21	32,78	3,84	4,32	4,27	16,09	1,37
	13,05	7,63	12,65	0,08	13,17	13,97	4,36	4,47	4,19	10,65	1,7
Вакаса	14,34	10,65	26,82	—	38,59	22,85	5,57	3,72	6,45	10,97	1,25
	21,01	6,13	12,7		12,23	10,32	6,93	5,16	5,18	4,51	1,61
Оки	3,42	12,53	8,56	0,05	50,76	40,48	3,26	2,93	3,60	14,62	0,76
	3,35	9,33	6,25	0,13	14,97	15,30	1,54	2,83	3,68	11,06	0,64
Восточной части Корейского пролива	2,55	4,79	5,33	—	45,27	33,06	2,34	7,62	2,25	26,09	2,61
	2,62	2,51	2,39		4,81	3,42	1,11	4,40	1,21	10,19	2,44
Хонсю-Хоккайдо-Сахалинская (южная часть)	6,11	43,33	16,71	0,53	18,25	9,68	5,45	0,99	2,15	9,49	0,42
	14,86	17,32	12,61	1,56	9,0	5,13	4,6	1,68	2,24	7,09	0,41
То же (северная часть)	5,62	56,65 *			14,32					11,85	4,32
	2,43	21,0			9,66					6,96	4,45
северо-западного Хонсю	9,79	33,83	25,79	0,3	16,85	11,27	3,6	0,28	1,69	13,63	0,58
	24,22	10,72	10,42	0,97	7,74	5,63	1,87	0,7	1,55	7,14	0,47
Китаоки — Оки	1,82	30,28	26,06	—	28,28	12,18	10,52	2,62	2,95	6,89	0,42
	1,41	13,24	9,14		9,17	4,91	5,6	1,74	1,57	3,56	0,43
Осима — Окусир	5,29	55,41	6,45	0,9	15,15	7,52	6,15	0,82	2,16	7,48	0,31
	7,75	14,88	5,46	2,09	6,98	4,14	4,2	1,77	2,82	7,08	0,34
Совгаванская	7,68	67,29 *			11,92					13,04	2,28
	9,18	12,01			5,95					7,28	2,0

Циркон	Апатит	Сфен	Турмалин	Брусиит, анатаз, рутил	Хлорит	Метаморфические минералы	Оливин, редкие	Актинолит	Слюда				Карбонаты	Барит	Щелочной амфибол	Количество анализ
									сумма	бесцветная	зеленая	бурая				
13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
1,29	1,01	0,44	0,21	0,10	0,15	0,11	0,03	0,07	0,44				0,35		0,01	
1,01	1,49	0,44	0,42	0,31	0,66	0,49	0,18	0,21	0,97				0,08		0,04	99
1,18	0,9	0,57	0,21	0,11	0,15	0,12	0,06	0,02	0,29				0,03		0,01	45
0,93	0,66	0,58	0,48	0,27	0,28	0,56	0,27	0,16	0,48				0,13		0,06	
1,38	0,32	0,21	0,28	0,25	0,11	0,01	0,06	0,56								54
1,06	0,36	0,37	0,32	0,90	0,44	0,04	0,32	1,25								
2,58	1,6	2,14	0,82	0,41	0,60	0,65	0,15	5,59	13,12	2,49	6,09	4,65	1,99	0,08	0,18	113
4,17	1,18	1,64	0,94	0,53	0,63	1,36	0,61	5,22	17,65	5,1	9,37	6,92	4,39	0,6	0,07	
1,96	1,38	1,56	0,15	0,43	0,74	0,08	0,20	2,67	4,45	0,32	2,49	1,67	0,18	—	0,18	17
2,20	0,81	1,25	0,20	0,27	0,51	0,12	0,66	1,19	4,54	0,37	2,37	2,88	0,42		0,24	
1,7	1,04	1,23	0,16	0,02	0,05	0,90	0,01	0,06	0,67				0,33			159
1,86	1,24	1,72	0,26	0,08	0,20	1,58	0,06	0,32	1,14				1,59			
0,96	0,65	0,38	0,05	0,01	—	0,53	0,02	0,01	0,09							50
0,96	1,19	1,13	0,11	0,07		1,42	0,14	0,05	0,27							
3,84	1,4	2,7	1,35	0,34	0,58	1,52	0,1	9,92	7,67	2,04	2,62	3,01	1,25	0,01	0,05	40
5,61	7,02	1,64	1,05	0,52	0,55	1,97	0,21	6,14	10,53	5,83	3,09	4,23	2,7	0,03	0,13	
0,47	1,2	1,46	0,31	0,15	0,34	0,14	—	4,16	40,93	7,95	19,85	13,12	4,08	—	0,04	25
0,37	0,98	1,26	1,41	0,25	0,37	0,31		2,78	16,98	8,22	11,68	9,16	7,09		0,11	
2,39	2,33	2,30	0,81	0,49	0,94	0,35	0,49	2,53	7,04	1,69	2,75	2,61	3,78	0,47	0,76	17
3,38	1,67	1,62	1,12	0,54	1,01	0,40	1,36	2,14	6,65	2,93	2,32	2,51	5,21	1,53	2,72	
3,44	2,21	1,56	1,04	0,83	0,49	0,11	0,04	3,0	2,04	0,06	1,29	0,69	1,15	—	—	14
4,43	1,11	1,84	0,63	0,84	0,67	0,28	0,11	2,51	2,05	0,22	1,38	0,80	2,26			
2,88	1,98	0,6	0,2	0,36	0,61	0,09	0,23	0,89	4,91	0,35	2,34	2,23	0,3	0,05	0,03	46
6,1	1,28	0,8	0,35	0,46	1,12	0,23	0,63	0,98	7,76	0,9	3,16	4,6	0,73	0,29	0,1	
4,66	1,98	0,68	0,04	0,28	0,88	0,01	0,07	0,38	2,63	0,17	1,10	1,36	0,12	—	—	16
9,89	0,92	0,80	0,12	0,46	1,44	0,01	0,26	0,56	3,22	0,32	1,36	1,80	0,23			
1,39	1,56	0,24	0,17	0,34	0,36	0,11	0,48	1,25	6,26	0,56	3,08	2,62	0,38	0,13	0,03	19
1,81	1,44	0,50	0,32	0,53	0,96	0,26	0,90	1,08	7,15	1,29	3,71	3,38	1,01	0,44	0,08	
2,85	2,69	1,11	0,49	0,51	0,65	0,16	0,06	1,02	5,9	0,23	2,86	2,81	0,42	—	0,07	11
2,39	1,24	0,96	0,45	0,28	0,80	0,31	0,18	1,05	12,27	0,61	3,68	8,23	0,63		0,16	
0,84	2,06	0,32	0,08	0,18	0,41	0,01	1,97	0,44	3,63	0,12	1,35	2,15	0,14	0,60	0,66	36
0,88	1,56	0,46	0,19	0,35	0,66	0,05	5,30	0,57	5,0	0,32	1,66	3,47	0,25	2,99	1,93	
6,14	1,42	1,65	0,52	0,58	0,65	0,03	0,30	0,3	1,23				0,19	—	0,03	85
10,33	1,66	1,71	1,44	1,28	1,29	0,12	0,67	0,71	2,20				0,47		0,12	
1,06	2,91	0,42	0,06	0,43	0,59	0,02	0,15	0,5	2,0	0,03	1,09	0,89	0,24	0,24	0,39	12
0,58	1,88	0,54	0,14	0,49	0,75	0,08	0,42	0,6	2,37	0,1	1,14	1,47	0,29	0,47	1,36	
1,11	1,43	0,4	0,14	0,07	—	—	0,5	0,45	3,33	0,08	1,18	2,07	0,08	0,05	—	7
0,46	1,47	0,49	0,36	0,18			1,12	0,39	3,96	0,21	1,8	2,22	0,15	0,13		
0,57	1,51	0,21	0,06	0,05	0,45	—	3,86	0,39	4,89	0,2	1,61	3,08	0,09	1,08	1,13	17
1,11	1,1	0,38	0,14	0,12	0,68		7,32	0,63	6,42	0,43	1,95	4,57	0,24	4,35	2,52	
1,95	0,63	1,17	0,4	0,01	0,03	0,01	0,53	—	0,72				0,01	—	—	33
1,5	0,59	1,03	0,55	0,05	0,12	0,05	0,78		1,08				0,07			

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Центральной части Татарского пролива	2,72	36,31 *			28,69					15,23	3,88
	3,14	11,6			7,9					7,32	3,15
Ламанон-Прибрежная	4,9	67,03 *			9,75					6,51	5,48
	5,03	16,95			5,82					5,44	3,18
Монерон-Рсбунская	3,81	79,14 *			10,16					5,6	1,2
	4,0	11,5			5,18					2,4	1,37
Делангля	6,12	36,69 *			7,96					12,21	10,64
	5,96	14,67			4,35					4,77	5,10
Возвышенностей северо-западной части моря	2,67	27,27 *			16,61					45,47	0,82
	2,47	12,3			5,93					13,83	0,93
Центрально-Япономорская	1,63	42,29	1,23	12,97	11,46	6,63	3,04	0,28	1,51	8,21	0,48
	14,86	9,31	1,38	9,48	4,94	4,31	2,51	0,74	1,28	8,17	0,6
Ямато	2,37	22,04	7,59	1,5	17,06	13,69	2,27	0,64	0,46	30,9	0,92
	3,39	9,26	5,79	5,24	8,86	8,45	1,95	1,83	0,67	13,44	0,76
Ульиндо	1,25	32,93	5,07	3,33	23,61	8,75	11,94	0,48	1,95	7,89	0,65
	0,86	13,79	8,79	4,21	10,67	6,78	11,42	1,34	3,99	6,47	0,8
Александровская	3,81	17,0 *			40,06					21,3	8,9
	4,43	12,82			13,82					12,46	8,16

Примечание. Звездочкой отмечено суммарное содержание пироксенов. В числителе —

жен парагенез циркон-гранат-сфен-гиперстен, компоненты которого положительно связаны с содержанием тяжелой подфракции и отрицательно — с минералами, имеющими большую миграционную способность. Образование данной МА обусловлено действием Цусимского течения и усилением скоростей приливно-отливных течений в проливе.

О различных источниках буро-зеленых роговых обманок и пироксенов свидетельствует отрицательная корреляционная связь между ними.

Эффузивно-пирокластическая составляющая в осадках прослеживается по парагенезам клинопироксен — щелочной пироксен — оливин и гиперстен — базальтическая роговая обманка. Последняя ассоциация характерна для пород вулканического пояса Дайсен [47].

Компоненты гранитно-метаморфических пород выявляются по парагенезам эпидот-апатит-глаукофан и зеленая роговая обманка-гранат-турмалин-метаморфические минералы — актинолит-эпидот. Однако эти ассоциации имеют ограниченное распространение и влияние: встречаются лишь локально в районе островов Оки, п-ова Ното и в подводной долине Тояма, Корейском проливе. Источником этих минералов могут являться небольшие массивы гранитно-метаморфических пород поясов Сангун, Хида, частично Корейского полуострова [25, 46].

Независимое положение буро-зеленой роговой обманки (отрицательная связь с большинством минералов), относительно равномерно рассеянной в осадках, можно объяснить многообразием источников ее поступления. О частичном ее привносе с пирокластикой свидетельствует свежий облик зерен, заключенных в оболочку из вулканического стекла.

Хонсю-Хоккайдо-Сахалинская провинция охватывает обширные районы восточной части Японского моря от залива Вакаса до Александровского залива, а также приматериковые участки Татарского пролива между заливом Де-Кастри и г. Советская Гавань (см. рис. 2). Она подразделена на две группы подпровинций: южную и северную. Общим для провинций является резкое преобладание пироксенов над остальными минералами (см. табл. 2).

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
5,12	2,31	1,1	1,04	0,96	1,18	0,04	0,11	1,02	2,67				0,3	—	0,04	18
5,48	2,15	1,28	2,48	1,62	1,75	0,1	0,23	1,19	3,97				0,51	—	0,11	
3,31	1,46	2,2	0,15	0,91	0,84	ед.		0,05	1,79				0,51	—	—	7
1,57	1,91	1,98	0,23	2,18	2,21				0,12	1,63				1,08	—	
1,54	0,46	0,12	0,06	0,17	0,46	ед.		0,52	0,05	0,31			0,11	—	0,08	11
2,29	0,95	0,19	0,17	0,3	0,81			1,12	0,11	0,57				0,38	—	
20,31	2,68	4,07	0,68	1,77	1,38	0,07	0,94	0,37	1,06				0,33	—	0,03	16
16,74	1,64	1,3	0,45	1,52	1,3	0,26	0,13	0,56	1,24				0,48	—	0,09	
1,18	0,99	0,58	0,12	0,31	0,67	0,06	0,44	1,22	1,59				1,39	1,09	0,20	23
0,97	0,85	0,66	0,22	0,41	0,79	0,16	1,02	1,8	1,83				6,49	5,13	0,48	
1,18	2,5	0,54	0,09	0,30	0,49	—	0,85	1,7	6,16	0,51	2,16	3,49	0,09	—	9,53	10
0,97	1,55	0,47	0,20	0,41	0,58		0,96	3,35	7,85	0,65	2,25	5,69	0,20	—	5,67	
1,66	1,63	0,74	0,16	0,38	0,95	0,03	0,19	1,16	10,87	0,84	6,33	3,6	0,22	1,51	0,62	44
1,33	1,13	0,7	0,24	0,41	0,87	0,1	0,35	1,15	20,23	2,3	15,17	8,87	0,53	5,79	1,9	
0,37	3,54	0,65	0,23	0,11	0,16	0,06	0,03	0,91	19,03	1,45	3,85	13,73	0,47	0,93	0,02	23
0,43	1,45	0,56	0,34	0,2	0,33	0,13	0,09	1,46	13,63	1,9	4,87	9,75	0,91	3,99	0,07	
4,9	0,88	4,37	0,87	0,51												
3,85	0,47	2,42	1,07	1,57												

средние значения, в знаменателе — стандартные отклонения, прочерк — минерал отсутствует.

Южная группа состоит из трех подпровинций: Северо-Западного Хонсю, Китаоки-Оки и Осима-Окусири. В минеральном комплексе доминируют клино- и ортопироксены. Содержание клинопироксенов увеличивается с юга на север от 30,3 до 55,4 %, а ортопироксенов и роговых обманок снижается соответственно от 26,0 до 6,45 % и от 28,3 до 15,2 %. Характерно низкое содержание сиалической группы минералов. Корреляционные связи между минералами как правило слабые. Резко выделяется своей значимостью парагенез клинопироксен-оливин, имеющий максимальное проявление в осадках плато Осима. Основным поставщиком обломочного материала в осадки южной части провинции выступают эффузивно-пирокластические породы известково-щелочной серии островов Хонсю и Хоккайдо с преобладанием во вкрапленниках гиперстена и авгита и, частично, подводных возвышенностей Садо, Хакусан, Оки, Китаоки * [28, 39, 40].

В периферийных районах отмечаются парагенезы минералов, свойственные сопредельным провинциям: гиперстен — базальтическая роговая обманка (типичная ассоциация провинции Санъин) и щелочной пироксен — щелочной амфибол (ассоциация Центрально-Япономорской провинции).

Для северной группы подпровинций (Совгаванской, Ламанон-Прибрежной, Центральной части Татарского пролива, Монерон-Ребунской, Делангтя) характерной особенностью являются высокие концентрации группы устойчивых минералов, особенно в присахалинских районах. Исключение составляет минеральная ассоциация Монерон-Ребунской подпровинции, в составе которой содержание устойчивых минералов низкое. Содержание пироксенов в осадках провинции достигает 94,9, в среднем 49,9 %. Тенденция к накоплению, кроме пироксенов ($K_r = 1,15-2,15$), свойственна гранату, циркону, апатиту, сфену, турмалину, анатазу, хло-

* Положение возвышенностей см. в работе [27].

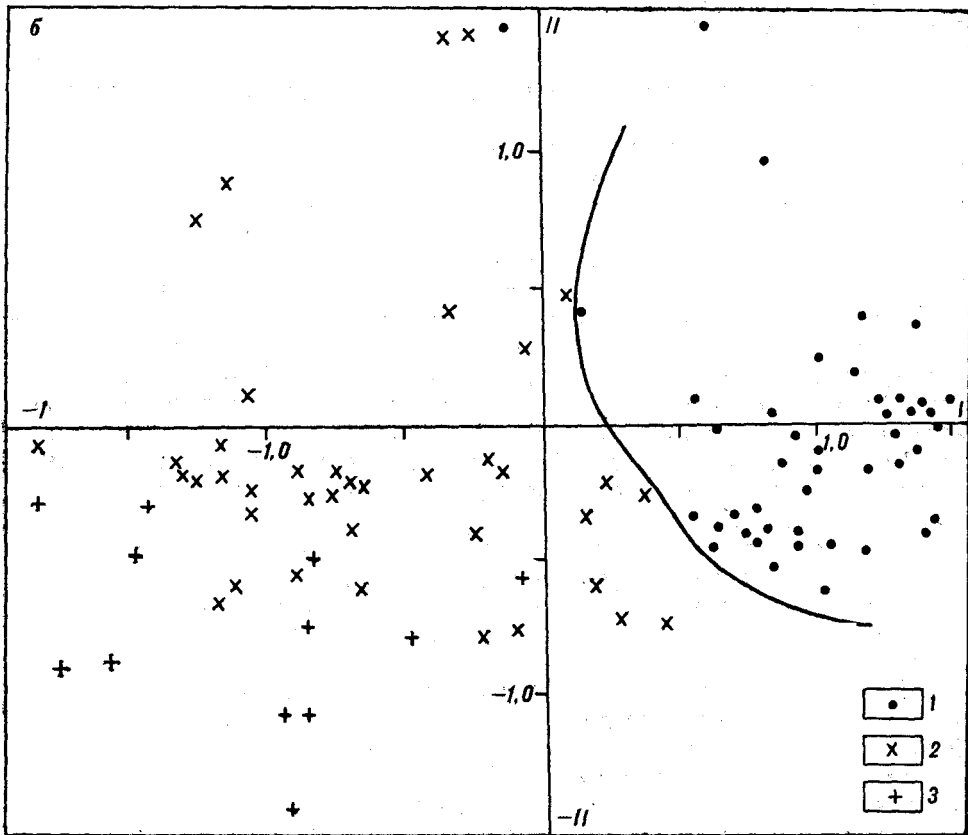
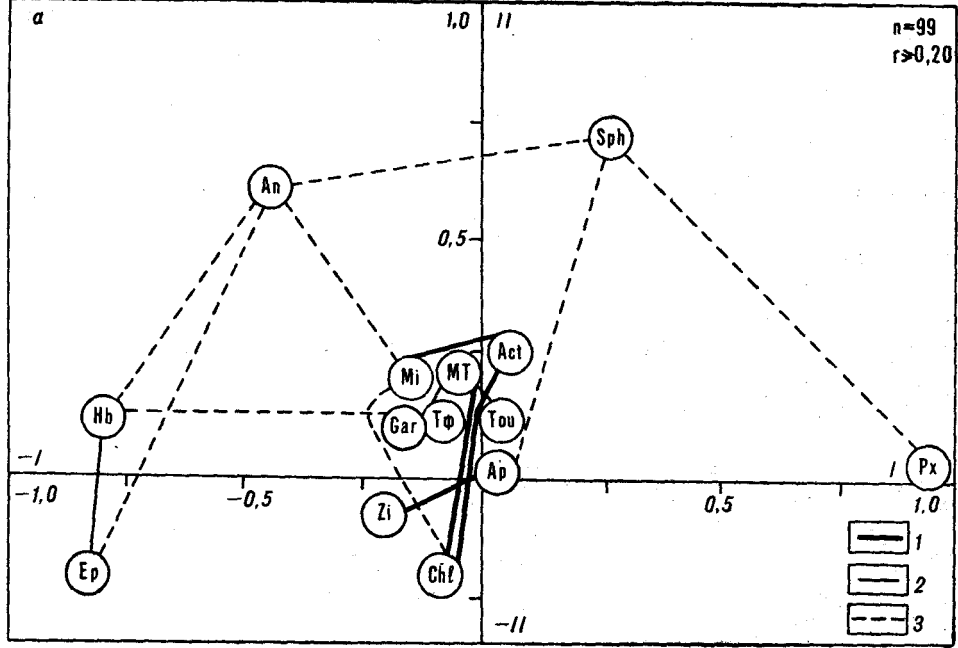


Рис. 3. Факторные нагрузки, положительные корреляционные связи минералов (а) и значение факторов (б) в осадках Восточно-Приморской провинции.
 а: 1-3 — корреляционные связи (1 — сильные, 2 — средние, 3 — слабые); буквенные индексы — минералы (см. табл. 1); Тф, Мф — содержание тяжелой и магнитной подфракций; Гл — глубина моря, n — количество анализов, r — значимые коэффициенты корреляции. б: станции, входящие в Кузнецовскую (1), Юго-Восточную (2) подпровинции и восточную часть залива Петра Великого (3).

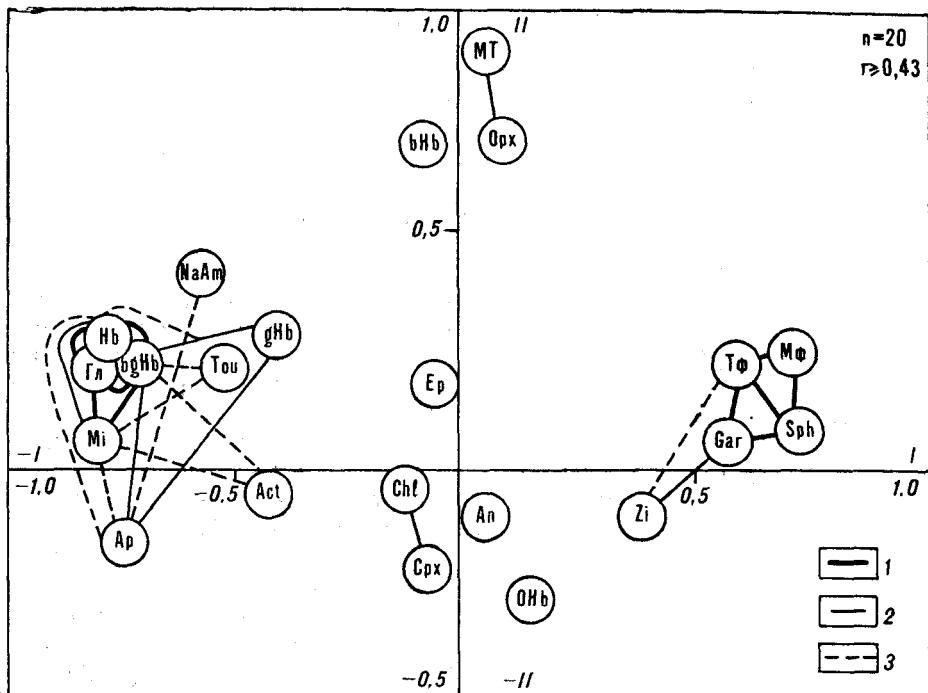


Рис. 4. Факторные нагрузки и положительные корреляционные связи минералов в осадках залива Делангля.
Усл. обозн. см. рис. 3, а.

риту, ильмениту, средние содержания которых превышают среднебасейновые значения в 1,1–5,6 раза, а для циркона до 14,6 раз (залив Делангля).

Типичным районом, где процессы минералогической дифференциации проявились наиболее полно, является залив Делангля (о. Сахалин). На рис. 4 первый фактор обособляет две не связанные между собой ассоциации минералов с сильными внутригрупповыми корреляционными связями. Это — группа устойчивых минералов (циркон, гранат, сфен), которая положительно связана с выходом магнитной и тяжелой подфракций, и группа неустойчивых минералов с меньшей плотностью (амфиболы, слюды, актинолит) и примыкающий к ней турмалин. Характерно, что минералы последней ассоциации положительно коррелируются с глубиной моря. Это свидетельствует об их выносе под действием течений и волнения за пределы шельфа. Кроме того, наблюдается приуроченность к хорошо отсортированным осадкам группы устойчивых минералов, которые положительно коррелируются с песчаными фракциями и отрицательно — с алевритопелитовыми. Поведение неустойчивой минеральной ассоциации противоположно. Для гиперстена, эпидота, бурой роговой обманки, оливина определенной взаимосвязи со структурными параметрами осадков не выявлено, что, по-видимому, является следствием промежуточного положения этих минералов в ряду гидродинамической подвижности — между относительно легкими и неустойчивыми минералами и наиболее тяжелыми устойчивыми компонентами осадков.

Несколько специфичен состав осадков конуса выноса р. Исикари (о. Хоккайдо), характерной чертой которого является присутствие глаукофана (до 2%), зеленой и бурой роговой обманок (1–3%), хромита (до 1%) [45], поступающих при размыве пород метаморфических поясов Камуикотан и Хидака [22, 44].

Крайняя северо-западная часть Татарского пролива включена в Совгаванскую подпровинцию. Здесь подавляющее количество минералов поступает в осадки при разрушении основных эффузивов, слабо затронутых

процессами вторичных изменений. Пироксены, так же как и в расположенной южнее Восточно-Приморской провинции, отрицательно коррелируются с большинством минералов (исключение составляет оливин). Ассоциация, связанная с гранитно-метаморфическими породами и их осадочными производными, прослеживается по парагенезам гранат — циркон — роговая обманка — сфен и хлорит — анатаз — метаморфические минералы. Значение этих ассоциаций значительно меньше, чем компонентов эффузивных пород, несмотря на широкое развитие в пределах питающей провинции осадочных образований, сформированных при разрушении гранитно-метаморфических пород [1, 21]. Главная причина того — значительный эрозионный врез в нижних течениях рек в покровы плиоцен-четвертичных эффузивов и их интенсивная абразия. Процесс минералогической дифференциации, судя по отсутствию обособления минералов, по гидравлической крупности, столь характерной для осадков залива Дедангля, здесь проявлен в меньшей мере.

Провинция возвышенностей северо-западной части моря включает возвышенности Мусаси, Витязя, Алпатова, Богорова, Тарасова, Первенца, Беляевского. Пространственно провинция разобщена, однако минеральный состав в пределах отдельных возвышенностей близок. В нем преобладают эпидот — до 67,8 % (45,5 %), пироксены — до 59,1 % (27,3 %), роговые обманки — до 29,3 % (16,6 %). Среднее содержание других минералов составляет менее 1 %, за исключением циркона, актинолита, слюд и барита, отдельные максимумы которых достигают 2—5 %, а барита — 24,6 %. Тенденцию к накоплению обнаруживают эпидот, анатаз, хлорит, актинолит. Относительное увеличение содержания анатаза, хлорита, кальцита, барита отличает ее от близкой по составу Восточно-Приморской провинции. Основной источник поступления минералов — эффузивные породы подводных возвышенностей (в том числе и зеленокаменноизмененные) и, частично, метаморфизованные мезо-палеозойские породы (филлиты, сланцы), выходы которых известны на возвышенностях Витязя и Алпатова [4, 7]. В составе провинции эпидот и пироксены не обнаруживают значимой положительной корреляции ни с одним из минералов. Парагенезы минералов со слабыми корреляционными связями объединяют актинолит — анатаз — слюды — турмалин — хлорит и амфиболы — циркон — сфен, хлорит — барит.

Провинция Ямато включает одноименную возвышенность и ряд прилегающих гор и небольших поднятий (Такуё, Мейе и др.). В минеральном комплексе доминируют эпидот — до 54,8 % (30,9 %), клинопироксены — до 50,3 % (22,0 %) и буро-зеленая роговая обманка — до 48,7 % (17,1 %); повышено содержание слюд (в среднем 10,8 %). Тенденцию к накоплению обнаруживают эпидот, апатит, барит, кальцит, слюды, хлорит ($K_K = 1,14—1,65$), а также щелочные: пироксен и амфибол ($K_K = 1,29—1,56$). Содержание пироксенов близко к среднебассейновому.

Основное влияние на формирование состава минеральных ассоциаций возвышенности оказали местные источники обломочного материала (эдафогенный фактор), что подтверждается оторванностью ареалов повышенных концентраций ряда минералов (эпидота, хлорита, актинолита, барита, частично устойчивых минералов) от береговых питающих провинций и структурой парагенетических связей минералов, отображающих исходный состав пород возвышенностей. Дальность разноса минералов в пределах возвышенности незначительна.

Наиболее значимы парагенезы циркон — турмалин — роговая обманка — эпидот — хлорит, актинолит — зеленая роговая обманка — метаморфические минералы и клинопироксен — апатит с примыкающим к нему баритом. Максимальное развитие два первых парагенеза, являющиеся производными гранитно-метаморфических пород, получили в осадках Северного Ямато, возвышенности Такуё и локально на склонах хребта Южный Ямато, где известны выходы этих пород [4, 5, 19]. Ассоциация с клинопироксеном преимущественно распространена на хребте Южный Ямато и подводных горах на его продолжении. Источником минералов

для данной ассоциации являются широко развитые здесь вулканогенные породы [4, 19, 28]. Проявление баритовой минерализации на возвышенности Мейе и близлежащих горах вулканического происхождения связано с постмагматической гидротермальной деятельностью.

Вулканокластическая составляющая в осадках провинции имеет второстепенное значение, однако фиксируется довольно отчетливо. Это парагенезы гиперстен — бурая и базальтическая роговые обманки, щелочной пироксен — щелочной амфибол.

Александровская провинция занимает небольшую площадь в крайней северо-восточной части Татарского пролива, прилегающей к Александровскому заливу. Минеральный комплекс осадков провинции резко отличается от состава других провинций Татарского пролива. Прежде всего это выражено в преобладании роговых обманок — до 60,7 % (40,4 %), эпидота — до 39,9 % (21,3 %) и высоком содержании группы устойчивых минералов: циркона — до 11,7 % (4,9 %), граната — до 29,2 % (8,9 %), сфена — до 8,8 % (4,4 %), турмалина — до 3,0 % (0,87 %). Содержание пироксенов, характерных минералов провинций Татарского пролива, резко снижается до 40,4 % (17,0 %). Основным источником минералов для данной провинции служат отложения неоген-четвертичного возраста, представляющие собой древние выносы р. Амур. В осадках залива довольно отчетливо проявился процесс минералогической дифференциации обломочного материала. Так, факторная модель является типичной для участков шельфа с явно выраженными процессами минералогической сепарации, рассмотренными выше по заливам Делавгя, Восточно-Корейский и др.

В глубоководной части Японского моря выделились две области, решающее влияние на формирование минеральных ассоциаций которых оказала взрывная деятельность наземных вулканов Пектусан и Уллындо. Это вулканогенные провинции Центрально-Япономорская и Уллындо.

Центрально-Япономорская провинция занимает среднюю часть Центральной глубоководной котловины и пространственно совпадает с полем развития вулканокластических осадков [27]. Отличительной особенностью провинции является высокое содержание щелочных пироксенов и амфиболов (в среднем соответственно 12,2 и 9,5 %), нигде в других районах Японского моря в таких количествах не встречаемых. Преобладают клинопироксены — до 80,6 % (42,2 %). Содержания выше среднебассейновых характерны, кроме вышеперечисленных минералов ($K_K = 2,02-19,9$), для оливина, апатита и базальтической роговой обманки ($K_K = 1,25-1,39$). Основным поставщиком вулканокластики явился влк. Пектусан (Байтоушань), расположенный на п-ове Корея. С ним связано образование минерального комплекса с явно выраженной щелочной специализацией [10]. Особенности распределения, а также положительная связь щелочных пироксенов и амфиболов, авгита, апатита с мелкоалевритовой фракцией (основным компонентом вулканических пеплов) и глубиной моря, типоморфизм минералов однозначно свидетельствуют об их приуроченности к прослою пирокластики Байтоушань — Томакомаи-а ($B-Tm-a$) с возрастом 800—1000 лет [32, 38, 42]. В восточной части провинции прослеживается влияние влк. Осима-Осима (парагенез клинопироксен — оливин), расположенного на одноименном острове у входа в Сангарский пролив. Однако действие его ограничено.

Провинция Уллындо занимает район в юго-западной части Японского моря, прилегающий к о. Уллындо. Главная роль в минеральном комплексе принадлежит клинопироксенам — до 68,9 % (32,9 %), роговым обманкам — до 48,5 % (23,6 %) и слюдам — до 48,9 % (19,0 %). Для провинции свойственно относительное увеличение содержаний щелочного пироксена, бурой роговой обманки, биотита и апатита ($K_K = 1,81-3,43$). Кроме того, тенденция к накоплению свойственна клинопироксенам, базальтической роговой обманке и мусковиту ($K_K = 1,22-1,63$). Вблизи о. Уллындо наблюдаются повышенные концентрации авгита, щелочного

пироксена, а с удалением от него в осадках возрастает количество бурых роговых обманок, биотита и апатита. Своим происхождением последняя ассоциация обязана разному пирокластике (преимущественно в виде пемзы) влк. Нарй (о. Уллындо), извержение которого происходило в раннем голоцене [43]. Данная ассоциация прослеживается в осадках восточной части провинции до возвышенности Китаоки.

Локально в осадках вершин и склонов возвышенности Криштофовича проявлена ассоциация, главным компонентом которой является гиперстен. Однако для вулканокластике о. Уллындо минеральный парагенез с гиперстеном не характерен. Наиболее вероятным источником его поступления являются вулканы Японской островной дуги, прежде всего вулканы Аира и Кикай [38, 41—43].

В осадках возвышенности также прослеживается ассоциация, производная гранитно-метаморфических пород фундамента возвышенности [7, 18], представленная эпидотом, гранатом, цирконом, турмалином, актинолитом и роговой обманкой. Однако данная ассоциация проявлена слабо, так как подавлена вулканокластическим материалом. На отдельных станциях в пределах возвышенности установлена ассоциация флюорита с баритом [11].

Заключение. 1. Минеральный облик провинций Японского моря определяется главным образом петрофондом источников сноса (опосредованно — влиянием морфоструктурного признака) без значительного преобразования его исходного минералогического состава. Это обусловлено интенсивным эрозионно-тектоническим расчленением областей сноса, незначительной длиной транзита обломочного материала в сочетании с большими уклонами рек и особенностями муссонного климата. Процессы минералогической дифференциации обломочного материала наиболее выражены в осадках широких шельфов и проливах. Зоны обогащения устойчивыми минералами в основном приурочены к реликтовым осадкам фации подводного берегового склона.

2. Благодаря анализу парагенетических связей минералов, а также корреляции отдельных минералов с глубиной моря и удаленностью от островного и материкового побережий установлено, что с материковыми питающими провинциями тесно связаны (в порядке убывания значений коэффициентов корреляции) сфен, актинолит, турмалин, зеленая роговая обманка, гранат, метаморфические минералы, циркон, кальцит, мусковит, хлорит, анатаз (рутил), эпидот. С островного побережья поступают преимущественно гиперстен, базальтическая роговая обманка, апатит, ильменит, клинопироксен, обломки пород. Значимых корреляционных зависимостей с береговыми питающими провинциями не выявлено для слюд, барита, бурой роговой обманки, оливина, щелочных пироксенов и амфиболов. Разнос минералов от береговых питающих провинций прослеживается до 150—250 км, причем для большинства из них характерно центростремительное направление перемещения.

3. Вулканокластическая составляющая в осадках отчетливо распознается по: а) типоморфным особенностям минералов; б) характерным парагенезам: щелочной пироксен — щелочной амфибол (ассоциация влк. Пектусан), оливин — клинопироксен (ассоциация влк. Осима-Осима), биотит — апатит — бурая роговая обманка — клинопироксен (ассоциация влк. Уллындо); в) отсутствию корреляционных связей этих минералов с береговыми питающими провинциями; г) положительной их связи с глубиной моря.

4. Внутренний источник (эдафогенный фактор) оказывает существенное влияние на формирование минеральных комплексов осадков внутрибассейновых поднятий. Он находит отображение в увеличении содержаний минералов (эпидота, хлорита, актинолита и др.) над подводными возвышенностями и оторванностью ареалов их распространения от питающих провинций суши, а также в высоких концентрациях ряда минералов (барита, флюорита, гидроокислов марганца), не свойственных бе-

реговым питающим провинциям. Дальность разноса эдафогенных минералов как правило незначительна.

5. Для минералогических провинций осадков Японского моря характерны «незрелые» минеральные ассоциации: отношение устойчивых, умеренноустойчивых и неустойчивых минералов в среднем составляет 16,6 : 19,9 : 63,5 %. Зрелость минеральных ассоциаций осадков провинций Японского моря, судя по значениям коэффициентов устойчивости, возрастает в следующей последовательности: провинции Уллындо (коэффициент устойчивости — 22,4), Хонсю-Хоккайдо-Сахалинская (южная часть) (33,0), Санъин (34,9), Южно-Приморско-Корейская (36,2), Центрально-Япономорская (37,1), Возвышенностей северо-западной части моря (41,3), Ямато (43,3), Восточно-Приморская (45,3), Хонсю-Хоккайдо-Сахалинская (северная часть) (45,7), Александровская (47,0). Наиболее высокой зрелостью отличаются минеральные ассоциации залива Делангла (коэффициент устойчивости в среднем равен 58,3).

ЛИТЕРАТУРА

1. Агеева Е. М. Вещественный состав и постседиментационные изменения пород комсомольской серии южного мела северного Сихотэ-Алиня // Вопросы литологии и геохимии вулканогенно-осадочных образований юга Дальнего Востока.— Владивосток, 1971.— С. 81—107.
2. Багуринов В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947.
3. Бергер М. Г. Терригенная минералогия.— М.: Недра, 1986.
4. Берсенев И. И., Безвержний В. Л., Деликов Е. П. и др. Геологическое строение дна Японского моря: Объяснительная записка к геологической карте дна Японского моря/ТОИ ДВО АН СССР.— Владивосток, 1983.
5. Васильев Б. И., Карп Б. Я., Строев П. А., Шевалдин Ю. В. Строение подводной возвышенности Ямато по геофизическим данным.— М.: Изд-во МГУ, 1975.
6. Воробьев В. П., Чернышева В. С. Минералогическое изучение тяжелой фракции морских осадков шельфа Японского моря // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1972.— № 1.
7. Геология дна Японского моря/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.
8. Гершанович Д. Е. Основные закономерности современного осадкообразования в Японском море // Тр. ГОИН. Вып. 13.— М.; Л.: Гидрометеиздат, 1953.— С. 3—86.
9. Девис Дж. Статистика и анализ геологических данных.— М.: Мир, 1977.
10. Денисов Е. П., Тен Ха Чер. Краткая характеристика вулкана Пектусан (Байтоушань) // Вопросы геоморфологии и морфотектоники южной части Дальнего Востока.— Владивосток, 1966.— С. 3—7.
11. Деркачев А. Н., Чудаев О. В. О флюорите из осадков Японского моря // Докл. АН СССР.— 1987.— Т. 296, № 6.— С. 1461—1464.
12. Забелин В. В., Марков Ю. Д. К минералогии донных осадков залива Петра Великого // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого Океана/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1974.— С. 114—122.
13. Игнатова В. Ф. Литолого-минералогическая характеристика современных осадков залива Восток // Морская геология и геологическое строение областей питания/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1977.— С. 28—44.
14. Игнатова В. Ф. Литолого-минералогическая характеристика верхнего слоя осадков Амурского залива // Там же.— С. 48—59.
15. Игнатова В. Ф., Худяков Г. И. Осадконакопление на современных и древних шельфах в зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану.— М.: Наука, 1983.
16. Игнатова В. Ф., Чудаева В. А. Твердый сток рек и осадки шельфа Японского моря/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1983.
17. Игнатова В. Ф., Кузьмин Я. В., Чугунов А. Б. Использование статистических методов в целях терригенно-минералогического районирования (на примере современных осадков Татарского пролива) // Периокеанический седиментогенез/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1989.— С. 23—30.
18. Деликов Е. П. Геологические исследования в западной части Японского моря (1982—1986) // Тихоокеанский ежегодник.— Владивосток, 1987.— С. 61—67.
19. Деликов Е. П., Терехов Е. П. Щелочные вулканы дна Японского моря // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 2.— С. 71—77.
20. Литология на новом этапе развития геологических знаний.— М.: Наука, 1981.
21. Маркевич П. В. Геосинклинальное терригенное осадконакопление на востоке Азии в фанерозое (на примере Сихотэ-Алиня и Камчатки).— М.: Наука, 1985.
22. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса.— М.: Мир, 1976.
23. Пагомова А. И. Влияние выносов р. Амур на осадкообразование в Татарском проливе // Тр. ГОИН. Вып. 13.— М.; Л.: Гидрометеиздат, 1953.— С. 3—86.

24. *Петелин В. П.* О выборе метода минералогического анализа песчано-алевритовых фракций донных осадков // Тр. Ин-та океанологии АН СССР.—1961.— Т. 50.— С. 170—173.
25. *Разжигаева Н. Г., Ганзей Л. А.* Палеогеографический анализ обстановок осадконакопления в полузакрытых акваториях Японского моря // Палеогеографические исследования на Дальнем Востоке/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 103—111.
26. *Разжигаева Н. Г., Наумова В. В.* Применение многомерного статистического анализа для выделения ассоциаций тяжелых минералов в прибрежно-морских осадках Японского моря // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 1.— С. 111—116.
27. *Структура осадков и фации Японского моря/ДВО АН СССР.*— Владивосток, 1983.
28. *Стедин В. Т.* Особенности кайнозойского базальтового магматизма и вопросы происхождения Японского моря // Тихоокеан. геология.— 1989.— № 2.— С. 30—38.
29. *Тимофеев П. П.* Проблемы литологии // Литология и полезн. ископаемые.— 1987.— № 3.— С. 3—13.
30. *Харин Г. С., Емельянов Е. М., Василенко В. М., Солдатов А. В.* Минералогические провинции глубоководных осадков Атлантического океана // Океанол. иссл.-я.— 1979.— № 26.— С. 49—60.
31. *Формации и седиментогенез материковой окраины.*— Л.: Недра, 1981.
32. *Уткин И. В.* Седиментация и захоронение пирокластики на дне (на примере глубоководных котловин Японского моря) // Периокеанический седиментогенез/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1989.— С. 67—79.
33. *Шиманович С. Л.* Минералогия аллювиальных отложений Белорусского Понеманья.— Минск: Наука и техника, 1982.
34. *Bahk K., Chough S.* Provenance of turbidites in the Ulleung (Tsushima) back-area basin // J. Sedim. Petrol.— 1983.— V. 53, N 4.— P. 1331—1336.
35. *Banno S.* Glauconite shists and associated rocks in the Omi district, Niigata Prefecture // Jap. J. Geol., Geogr.— 1958.— V. 29, N 1—3.— P. 30—44.
36. *Chen L., Fan S., Mao Y.* The statistical analysis of the heavy-mineral assemblage in the sediments of the East China Sea // Studia Mar. Sinica.— 1984.— N 21.— P. 292—296.
37. *Chough S., Tamaki K., Bahk S. et al.* Heavy minerals from the Oki Spur, Japan Sea // Bull. Geol. Surv. Jap.— 1981.— V. 32, N 9.— P. 487—501.
38. *Furuta T., Fujioka K., Arai F.* Widespread submarine tephra around Japan — petrographic and chemical properties // Mar. Geol.— 1986.— V. 72, N 1—2.— P. 125—142.
39. *Kuno H.* Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan // Bull. Geol. Soc. Amer.— 1950.— Vol. 61.— P. 957—1020.
40. *Kuno H.* Study of orthopyroxenes from volcanic rocks // Amer. Mineralogist.— 1954, V. 39, N 1—2.— P. 30—46.
41. *Mashida H., Arai F.* The widespread tephra — the Aira-Tn ash // Kagaku.— 1976.— V. 46.— P. 339—347.
42. *Mashida H., Arai F.* Extensive ash falls in and around the Sea of Japan from large late Quaternary eruptions // J. Volcanol. and Geothermal Res.— 1983.— V. 18.— P. 151—164.
43. *Mashida H., Arai F., Lee B. et al.* Late Quaternary tephra in Ulleung-do Island, Korea // J. Geogr.— 1984.— V. 93.— P. 1—14
44. *Shido F., Seki Y.* Notes on rock-forming minerals. Jadeite and hornblende from the Kamuiokotan metamorphic belt // J. Geol. Soc. Jap.— 1959.— V. 65, N 770.— P. 673—677.
45. *Suzuki T.* Heavy mineral composition of marine sediments in Ishikary Bay, Hokkaido // Bull. Geol. Surv. Jap.— 1985.— V. 36, N 7.— P. 396—413.
46. *Suwa K., Shiozaki H., Soma T. et al.* Hida metamorphic rocks and plutonic rocks in the Wada-gawa and Oguchi-gawa area, southeastern part of Toyama Prefecture, Central Japan // J. Geol. Soc. Jap.— 1981.— V. 87, N 3.— P. 143—155.
47. *Tsukui M.* Geology of Daisen Volcano // Ibid.— 1984.— V. 90, N 9.— P. 643—658.
48. *Wang X., Liang J.* Study of the factors controlling heavy-mineral distribution on the East China Sea continental shelf by using statistical analysis // Acta Oceanol. Sin.— 1982.— V. 4, N 1.— P. 65—77.

ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Окислительно-восстановительные условия оказывают решающее влияние на металлогеническую специализацию рудно-магматических систем (РМС). Показатели их определяются соотношением в породах элементов переменной валентности. Для мезозойско-кайнозойских магматитов тихоокеанского типа показано, что степень окисленности зависит преимущественно от фугитивности кислорода и кремнекислотности пород; давление, температура и щелочность пород не играют существенной роли. При введении поправки на кремнекислотность коэффициент окисленности железа в породах $f = \text{Fe}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) + 0,38 - \text{SiO}_2/200$ позволяет в единой системе сопоставлять окислительно-восстановительные обстановки формирования РМС различной металлогенической специализации.

Для Дальнего Востока впервые на основе более 10 тыс. силикатных анализов построена карта окислительно-восстановительных обстановок формирования мезозойско-кайнозойских РМС. Сопоставление этой карты с геофизическими материалами приводит к выводу о том, что дифференцированность флюидного режима, обуславливающая различия металлогенических типов РМС, имеет глубинную, в том числе мантийную природу.

Проблема металлогенической специализации магматических комплексов — одна из важных в современной геологии. К традиционным — тектоническим, магматическим, метаморфическим, геохимическим и др. — критериям металлогенического анализа в последние годы добавляются показатели, основанные на комплексном использовании данных петрофизики и петрохимии.

При изучении магматических комплексов тихоокеанского типа (мезозойско-кайнозойские гранитоиды и вулканиты) особенно продуктивным оказалось использование магнитно-минералогических, в сопоставлении с петрохимическими, характеристик рудоносных пород. Показано [3, 17, 19, 20, 26, 28], что гранитоиды ильменитовой серии и комагматичные им слабо магнитные вулканиты, отличающиеся низкими коэффициентами окисленности железа, специализированы преимущественно на элементы литофильной группы — олово и вольфрам. Их магнитные аналоги магнетитовой серии с высокой окисленностью железа являются основными носителями халькофильного оруденения — золото, серебро, медь, молибден, полиметаллы.

Развитие исследований привело к выводу о том, что степень окисленности железа в рассматриваемых комплексах, в отличие от магнитной восприимчивости, мало зависит от основности пород, а это позволяет считать показатель $f = \text{Fe}_2\text{O}_3 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ универсальным для всего спектра магматитов от габбро до гранита и от базальта до риолита. Для подавляющего большинства рудных районов степень окисленности железа практически не зависит от глубины кристаллизации пород и остается стабильной на протяжении длительного (мезозой-кайнозой) времени [14]. Предполагается, что в разрезе литосферы различно специализированных рудных районов по крайней мере с мезозоя существовал стабильный флюидный режим, определивший устойчивый петромагнитный и петрохимический облик рудоносных магматических образований. Отдельные положения по затронутым вопросам рассматривались нами ранее, в том числе на основе использования геофизической информации о глубинном строении рудоносных территорий [13, 21].

Комплексному геолого-геофизическому анализу условий формирования и металлогенической специализации РМС тихоокеанского типа на примерах юга Дальнего Востока и посвящается настоящая работа.

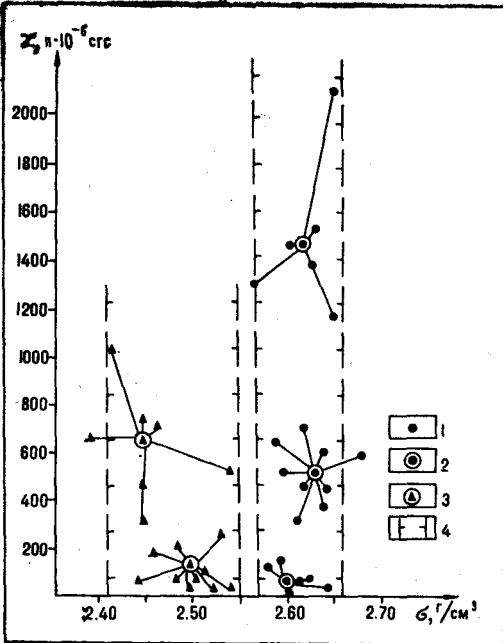


Рис. 1. Плотность и магнитная восприимчивость мезозойско-кайнозойских магматических пород Дальнего Востока. 1 — среднее значение по интрузивному комплексу; 2 — среднее значение по группе комплексов; 3 — то же по вулканическим комплексам; 4 — области наиболее вероятных значений.

Петрофизическая характеристика мезозойско-кайнозойских магматических образований юга Дальнего Востока основана на результатах изучения 24,5 тыс. образцов вулканогенных и 17 тыс. образцов интрузивных пород кислого и среднего состава. По этим данным (рис. 1), точки средних значений плотности и магнитной восприимчивости каждого комплекса в пределах этих типов пород образуют обособленные поля корреляции, свидетельствующие о том, что плотность вулканических серий изменяется в преде-

лах 2,42—2,55 г/см³, а интрузивных — 2,57—2,62 г/см³. Петроплотностная характеристика магматитов мезозоя — кайнозоя, обладающих устойчивым дефицитом плотности по отношению ко всем вмещающим толщам [21], позволяет уверенно прогнозировать положение корневых частей РМС тихоокеанского типа в разрезе литосферы по гравиметрическим данным. Металлогеническая специализация магматических комплексов не зависит от вариаций значений их плотности.

В свою очередь, растянутый диапазон и четкая дифференциация средних значений магнитной восприимчивости обеспечивают выделение групп слабо магнитных (до $200 \cdot 10^{-6}$ СГС), магнитных ($(300-800) \cdot 10^{-6}$ СГС) и сильно магнитных (более $1000 \cdot 10^{-6}$ СГС) пород, которые, как это неоднократно показано ранее, существенно различны в металлогеническом аспекте [12, 18, 20].

Характер корреляции между значениями плотности и магнитной восприимчивости у интрузивных и вулканогенных пород неодинаков (см. рис. 1). Если у первых корреляционные связи в общем случае слабо положительны, то у вторых — существенно отрицательны. Это означает, что совсем не обязательно ожидать увеличения магнитности с увеличением плотности. Главными факторами, влияющими на магнитные характеристики магматитов, являются особенности их минерального состава (магнетит — ильменит — темноцветные), изменяющиеся в зависимости от окислительно-восстановительных обстановок на стадии формирования пород и выражающиеся через коэффициент окисленности железа.

Установлено, что коэффициент окисленности железа мезозойско-кайнозойских гранитоидов в пределах всего Тихоокеанского подвижного пояса резко различен для пород слабо магнитных — носителей литофильного ($f < 0,33$) и магнитных — носителей халькофильного ($f > 0,33$) оруденения [21]. У магнитных и слабо магнитных разновидностей вулканитов на Востоке России (рис. 2) граница такого раздела значений f в зависимости от основности пород колеблется от 0,35 до 0,5 [14].

Таким образом, деление пород на магнетитовую и ильменитовую серии может быть основано на использовании универсальной характеристики всех рудоносных магматитов тихоокеанского типа — величине коэффициента окисленности железа: $f = \text{Fe}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$.

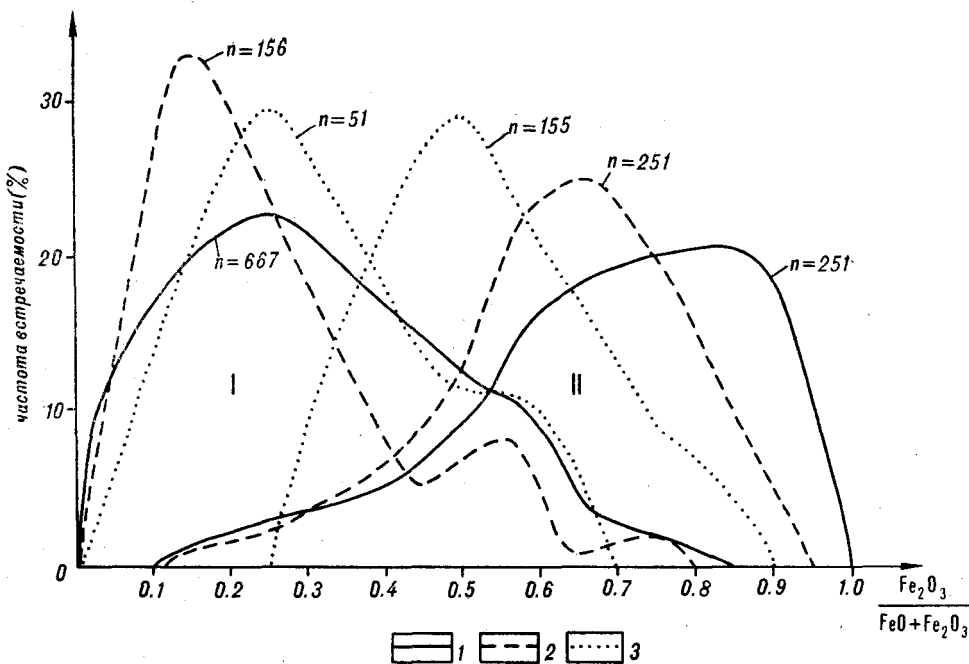


Рис. 2. Кривые распределения окисленности железа в вулканических и субвулканических породах оловоносных (I — Баджалская, Куйдусунская, Ям-Алинская, Мю-Чанская и Хингано-Юррин-Каменушинская) и золотоносных (II — Нижне-Амурская, Ульинская, Преддзугджурская и Нижне-Бурейская) зон. 1 — риолитовая, 2 — андезитовая, 3 — базальтовая породные группы.

Из экспериментальных данных известно, что редокс-реакции в расплаве зависят от фугитивности кислорода, температуры, давления, химического состава расплава и редокс-пары. Для железа соотношение разновалентных форм определяется следующим эмпирическим уравнением (уточненная формула Сэка [2]): $\lg(\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}) = h/T + K \lg f\text{O}_2 + S$, где h , k и S — константы, зависящие от состава расплава; T — температура K ; $f\text{O}_2$ — фугитивность кислорода.

Попытаемся оценить влияние указанных факторов на степень окисленности пород магматических комплексов юга Дальнего Востока.

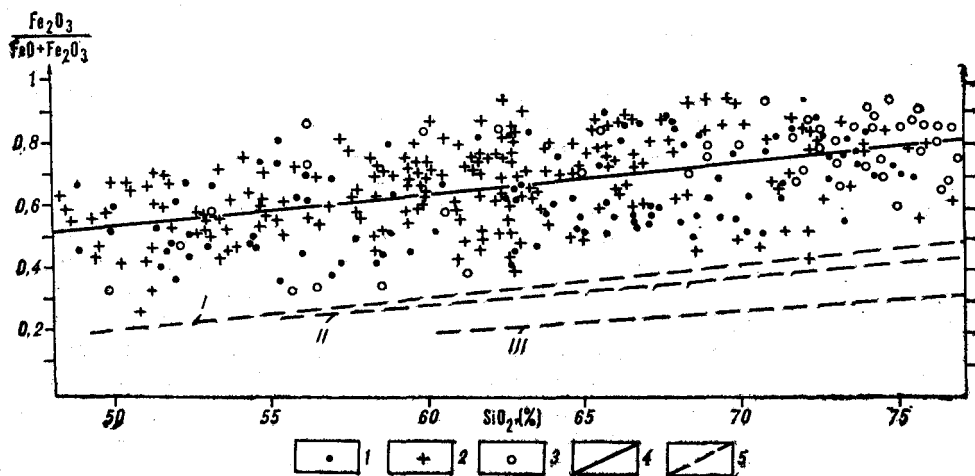


Рис. 3. Зависимость окисленности железа в вулканических и субвулканических породах от содержания SiO_2 .

1—3 — фигуративные точки золотоносных пород Ульинского (1), Преддзугджурского (2) прогибов и Нижне-Бурейского вулканического поля (3); 4, 5 — линии регрессии вулканитов золотоносных (4) и оловоносных (5) зон (I — Хингано-Юррин-Каменушинская, II — Ям-Алинская, III — Баджалская).

Окисленность железа практически «линейно» возрастает от базальтов к риолитам (рис. 3). Вводя поправку на регрессию, можно получить значения f , приведенные к породе с определенным содержанием SiO_2 . Наиболее простой вид принимает формула окисленности железа, если значения f пород привести к предельным риолитам с содержанием $\text{SiO}_2 = 76\%$. В этом случае:

$$f' = \text{Fe}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) + 0,38 - \text{SiO}_2 / 200. \quad (*)$$

Пользуясь этой формулой, можно в единой системе сопоставлять окисленность железа в породах независимо от их основности.

Влияние давления на редокс-реакции изучалось экспериментально [1, 29], при этом установлено существенное восстановление Fe с ростом давления. Сопоставление f plutонических и вулканических пород, кристаллизация которых заведомо происходила при разных давлениях, подтвердило некоторое возрастание восстановленности железа в plutонических породах по сравнению с вулканическими и субвулканическими [14]. Однако эти различия оказались столь незначительными (в среднем не более 0,05), что ими можно пренебречь.

Поскольку f фактически не меняется в рядах гранит — риолит и габбро — базальт [14], имеющих безусловно разные температуры кристаллизации, можно заключить, что и температура, применительно к рассматриваемым природным расплавам, не оказывала существенного влияния на соотношение в них окисного и закисного железа.

Зависимость $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ от щелочности расплава оценивается неоднозначно. Согласно экспериментальным данным [6], этот показатель с увеличением щелочности базальтового расплава существенно повышается. В работах [20, 21, 26] подчеркивается превалирующая калиевая специализация оловоносных и натриевая — золотоносных гранитоидов. Анализ связей f с петрогенными элементами в сильно дифференцированных вулканических и субвулканических породах Ульяновского прогиба показал отсутствие корреляционной связи между коэффициентами окисленности железа и щелочностью [14]. В выборках пород Преддзугджурской и Нижне-Амурской вулканических зон получены аналогичные результаты. Таким образом, используя формулу (*), представляется возможным получить приближенную (в условных единицах) оценку окислительно-восстановительных условий в момент кристаллизации пород в магматической камере, т. е. в развивающейся РМС.

Ранее было показано [14], что в металлогенически четко специализированных вулканоплутонических зонах окисленность железа в процессе эволюции магматогенной системы, как правило, остается достаточно стабильной. Нарушения стабильности в сторону большей окисленности пород иногда имеют место в рудно-магматических системах с восстановительным режимом, но они крайне редки и не имеют четкой направленности. Это создает возможность для построения карт окислительно-восстановительных обстановок для отдельных этапов магматической деятельности и их сопоставления с металлогеническими картами, поскольку окислительно-восстановительная обстановка оказывает решающее влияние как на собственно процессы рудоотложения, так и на металлогеническую специализацию рудоносных магматических комплексов. Связано это с тем, что при различной фугитивности кислорода элементы переменной валентности имеют различную химическую активность и обладают разной растворимостью. Так, растворимость в магме Sn^{2+} почти в десять раз выше, чем при тех же условиях растворимость Sn^{4+} [16]. При этом Sn^{2+} может существовать только в восстановительной обстановке. В окислительной обстановке Sn^{2+} переходит в Sn^{4+} , которое тут же выпадает в форме слабо растворимого SnO_2 [16]. Отсюда следует вывод, что магмы, формирующиеся в восстановительной обстановке, должны обогащаться оловом, экстрагируя его из вмещающих пород.

Использование показателя f для выяснения окислительно-восстановительных условий в РМС разных типов может осложняться неустойчи-

востью первичных значений f под воздействием последующих «вторичных» процессов — гидротермальных растворов, реакций с кислородом воздуха во время эффузии и экструзии магмы, а также в процессе выветривания. К примеру, пробы из керна скважин в районе Хинганского оловорудного месторождения оказались значительно более восстановленными, чем образцы тех же пород, отобранные с поверхности. Подобное увеличение с глубиной восстановленности железа отмечает М. Ю. Носырев (устное сообщение) в Каменушинской вулканогенной структуре. Кроме того, при работе с анализами различных лабораторий и разных лет нередко возникает проблема качества и сопоставимости результатов химических анализов. В частности, в процессе составления карты для юга Дальнего Востока ряд массивов данных был поставлен под сомнение. Оказалось, что до 1966 г. определения окисного и закисного железа в центральной лаборатории ДВТГУ отличались низким качеством, что, в частности, было подтверждено специальными исследованиями Б. И. Бурдэ.

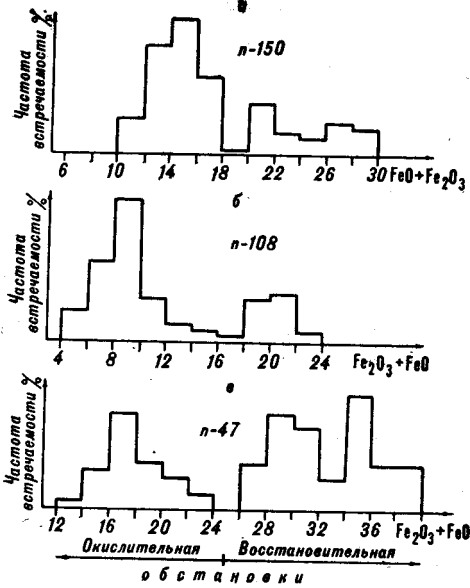
Несмотря на указанные осложняющие условия, мы сочли возможным впервые для рассматриваемого региона составить карту окислительно-восстановительных обстановок формирования магматических пород. Основанием к этому явились представления о том, что на массовый силикатный анализ обычно отбираются образцы свежих пород, гораздо реже анализируются туфы, ошлакованные разности лав, выветрелые разности пород и т. д. Кроме того, вариации значений f , связанные с наложенными процессами, не затушевывают первично восстановленную или окисленную природу анализируемых пород, если используются усредненные данные: выборка даже из 3—5 анализов практически всегда оказывалась достаточно представительной [14].

Веским аргументом в пользу первичности, т. е. надежности показателей, которые использовались при составлении карты, является также хорошая сопоставимость значений коэффициента окисленности железа в породах с железистостью их темноцветных минералов. Темноцветные минералы из окисленных вулканических пород характеризуются низким суммарным содержанием железа, а из восстановленных — высоким (рис. 4), что приводит к образованию двух дискретных групп с резко выраженным бимодальным распределением рассматриваемых показателей. Причиной разной железистости темноцветных минералов является то, что железо в окислительной обстановке находится преимущественно в окисной форме и связывается в раннемагматическом магнетите (магнетитовая серия пород), в результате чего темноцветные минералы обедняются им. В восстановительной обстановке железо находится преимущественно в закисной форме и магнетит не образуется (ильменитовая серия пород), вследствие чего происходит обогащение железом темноцветных минералов.

При составлении карты окислительно-восстановительных обстановок в качестве основной базы данных использовался петрохимический банк на магнитных накопителях ПГО Дальгеология. Кроме банка данных и личной коллекции одного из авторов использовались силикатные анализы магматических пород, полученные при геолого-съемочных работах в последние годы и не вошедшие в банк данных. Эти анализы были любезно предоставлены геологами М. Э. Ан, А. И. Буханченко, В. Б. Григорьевым, В. А. Евтушенко, С. Г. Кисляковым, М. Ю. Носыревым, Л. Р. Переверьевым, А. Д. Петуховым, Е. А. Тиньковым; всем им авторы выражают признательность. Всего при составлении карты было задействовано 10780 силикатных анализов. Осреднение значений f' осуществлялось по элементарным ячейкам планшетом масштаба 1 : 100 000. В среднем на планшет приходилось 26 анализов; ячейки, содержащие менее трех анализов, рассматривались как не обеспеченные данными.

* При составлении карты в границах распространения обнанийского комплекса принимались во внимание лишь пробы из скважин.

Рис. 4. Гистограммы распределения $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ во вкрапленниках темноцветных минералов вулканитов из орогенных комплексов: а — в биотитах, б — в клинопироксенах, в — в ортопироксенах. Кроме авторских, использованы данные, представленные С. О. Максимовым и опубликованные ранее [7, 9, 19, 23, 25].



При анализе карты (рис. 5) обращают на себя внимание выдержанность значений f' в пределах крупных регионов и совпадение ориентировки аномалий с простираниями основных тектонических элементов. На севере территории выделяется Куйдусунская зона восстановленных пород ($f' = 0,2-0,4$), включающая Куйдусунский вулканоген и перивулканическую зону Ульинского вулканогенного прогиба. Вдоль Охотского побережья и далее на запад параллельно Удско-Мургалской зоне

намечается протяженная полоса окисленных пород ($f' = 0,5-0,8$), в пределах которой обособляются Ульинская, Преддзугджурская и Становая аномальные зоны. Для Ульинской и Преддзугджурской зон весьма характерно плавное увеличение восстановленности пород в прибрежной части аномальной полосы. Со стороны Сибирской платформы Удско-Мургалская зона окисленных пород не оконтурена из-за недостатка данных; имеющиеся здесь разрозненные немногочисленные выходы гранитоидов характеризуются высокими значениями f' ($0,5-0,8$).

В пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы выделяется крупная Нижне-Амурская зона окисленных пород ($f' = 0,5-0,7$), которая к югу, огибая Сихотэ-Алинский свод, разделяется на две субмеридиональные полосы. Восточная из них пространственно совпадает с прибрежной частью Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, а западная — с Западно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом. Судя по разрозненным выходам высокоокисленных пород ($f' = 0,7-0,8$), обнажающихся из-под рыхлых отложений Средне-Амурской впадины, западная зона к югу резко расширяется и, по-видимому, соединяется с Сутарской зоной окисленных пород. Собственно Сихотэ-Алинский свод представляет собой область развития восстановленных пород ($f' = 0,2-0,4$) в виде открытого на юг овала с характерным плавным увеличением окисленности пород от осевой части свода к его подножию.

Восстановительной обстановкой формирования магматических пород отличаются обширные пространства Баджало-Тайканской горной системы, включающие восточную часть Буреинского массива и зону сочленения Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем ($f' = 0,2-0,4$, редко 0,5). Для юга Буреинского массива характерно контрастное чередование окисленных (Сутарская и Нижне-Бурейско-Архаринская) и восстановленных (Хинганская и Бирская) зон. Нижне-Бурейско-Архаринская зона на большей части ее территории перекрыта рыхлыми отложениями Зейской впадины. В северо-западной части Буреинского массива распространены преимущественно окисленные породы ($f' = 0,4-0,7$) с широким простиранием аномальных зон.

Как и предполагалось, металлогеническая характеристика тектономагматических сооружений оказалась в тесной зависимости от показателей окислительно-восстановительной обстановки формирования магматических комплексов. Для территории Хабаровского края и Амурской области проанализировано пространственное распределение в геохимических аномалиях более тысячи зарегистрированных проявлений золота,

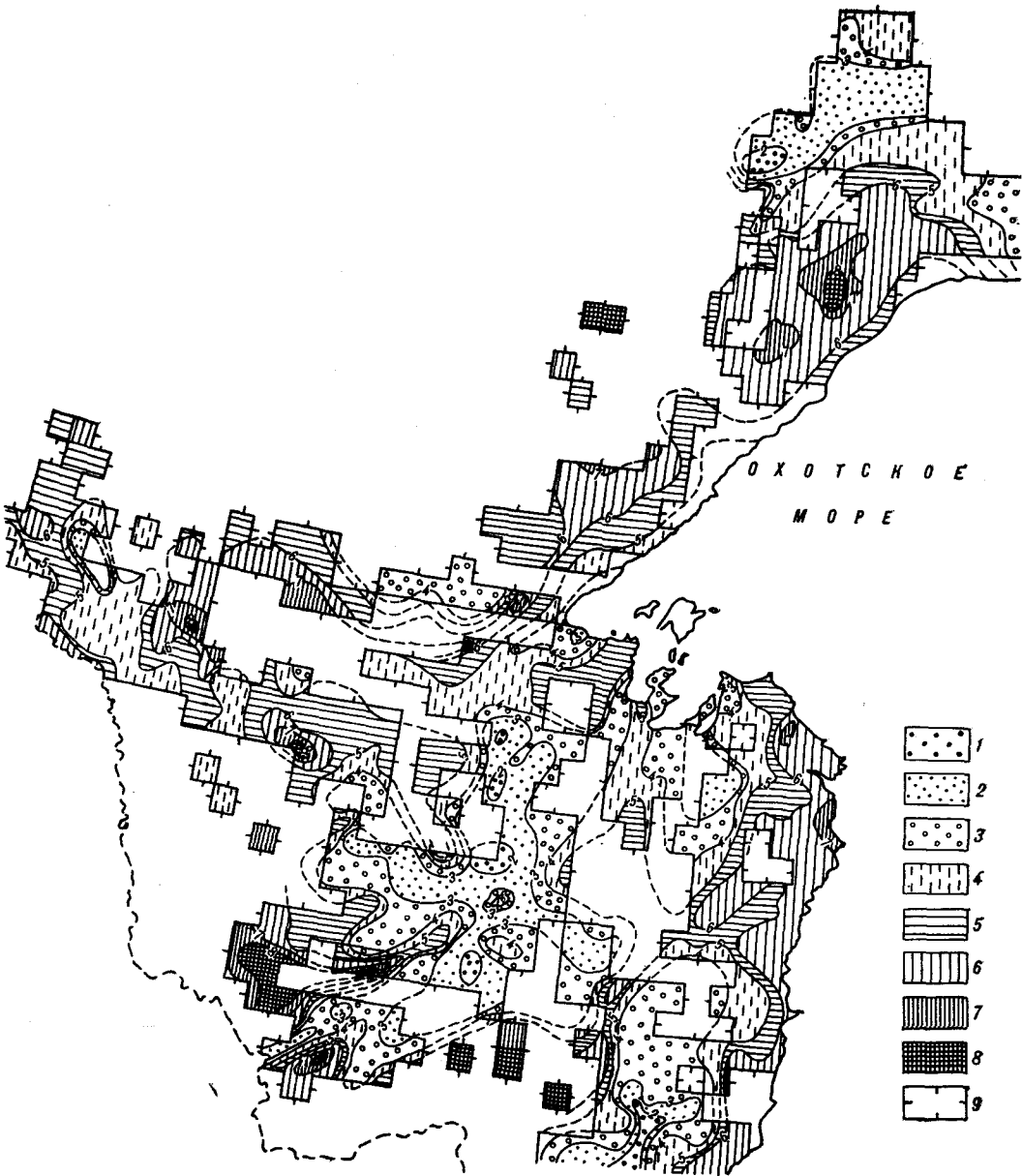


Рис. 5. Карта окислительно-восстановительных обстановок формирования рудно-магматических систем юга Дальнего Востока России.

1—8 — значения f' магматических пород: 1 — менее 0,2; 2 — 0,2—0,3; 3 — 0,3—0,4; 4 — 0,4—0,5; 5 — 0,5—0,6; 6 — 0,6—0,7; 7 — 0,7—0,8; 8 — более 0,8; 9 — площади, необеспеченные данными силикатных анализов. Изолинии — значения f' .

олова, полиметаллов и молибдена. Частота встречаемости каждого вида объектов в различных окислительно-восстановительных обстановках отражена в таблице. Полученные статистические данные, возможно, несколько искажены в связи с тем, что проявления металлов, хотя и при несомненном примате их тихоокеанской датировки, рассматривались вне зависимости от возраста, тогда как окислительно-восстановительные обстановки характеризуют мезозойско-кайнозойский этап рудно-магматической деятельности. Тем не менее, полученные данные убедительно подчеркивают специализацию восстановленных пород на олово, а окисленных — на золото и полиметаллы: 84 % оловянных объектов расположены в районах с $f' < 0,5$, а 87 % золотых — в районах с $f' > 0,4$. Ранее при изучении только мезозойско-кайнозойских гранитоидов Приамурья

Влияние окислительно-восстановительной обстановки формирования магматических комплексов на их металлогеническую специализацию

Тип рудопроявлений	Количество рудопроявлений	Окислительно-восстановительные обстановки (частота встречаемости, %)		
		$f' > 0,5$	$f' = 0,4 - 0,5$	$f' < 0,4$
Золото	386	53	34	13
Полиметаллы	172	48	31	21
Молибден	213	56	16	28
Олово	240	16	16	68

лишь 11 % — с магнитными. Очевидно, что рассматриваемые показатели практически идентичны.

Для некоторых месторождений при отнесении их к окисленному или восстановленному типам решающее значение приобретает рудно-формационная принадлежность. Если оловянные, оловополиметаллические и олововольфрамовые гидротермальные месторождения всех формационных типов ассоциируют практически только с восстановленными породами, то золоторудные месторождения обнаруживают определенную полигенность. Месторождения золотосеребряной формации пропилитового типа, а также золотокварцевой формации ассоциируют преимущественно с окисленными породами. Месторождения золота редкометалльной формации, часто тесно связанные в пространстве с оловянными месторождениями, располагаются в районах развития восстановленных пород. Двойственность по отношению к окислительно-восстановительной обстановке обнаруживают месторождения серебра. Золотосеребряные месторождения, как уже отмечалось, характерны для окислительных обстановок. Собственно серебряные, а также оловосеребряные и оловосереброполиметаллические месторождения чаще характеризуются восстановительной обстановкой формирования магматических пород.

Различные формационные типы месторождений нередко имеют зональное распределение. Так, по данным [27], от центра Сихотэ-Алинского свода к его обрамлению происходит смена золотого оруденения редкометалльной формации (ассоциирует с оловянными проявлениями) золотосеребряным и, наконец, месторождениями золотокварцевой формации. Эта зональность находит поразительно точное отображение на карте окислительно-восстановительных обстановок. Подобная зональность — смена оловянного и золоторедкометалльного оруденения с оловом и серебром, золотосеребряным и золотокварцевым, сопровождаемая направленным увеличением окисленности магматических пород, — наблюдается и в Ульяновско-Куйдусунской части Охотско-Чукотского вулканического пояса [11].

Рассматривая природу различной окисленности магматических пород, следует подчеркнуть, что при общем совпадении простираний тектонических элементов и аномалий f' контуры областей различных окислительно-восстановительных обстановок не всегда согласуются с деталями геологического строения. Имеются примеры устойчивости значений f' в районах с гетерогенным геологическим строением. С другой стороны, имеются случаи, когда на однотипном субстрате контрастно чередуются породы разной окисленности. Наглядный пример — юг Буреинского массива и район, примыкающий к южному побережью Охотского моря. Эти данные несомненно указывают на определенную автономность флюидных РМС и их первичную глубинную дифференцированность.

С учетом глубинной природы РМС тихоокеанского типа [4], были сопоставлены некоторые геофизические характеристики РМС с показателями окислительно-восстановительных обстановок их формирования. Для выбранной эталонной площади (юг Хабаровского края) рассчитаны

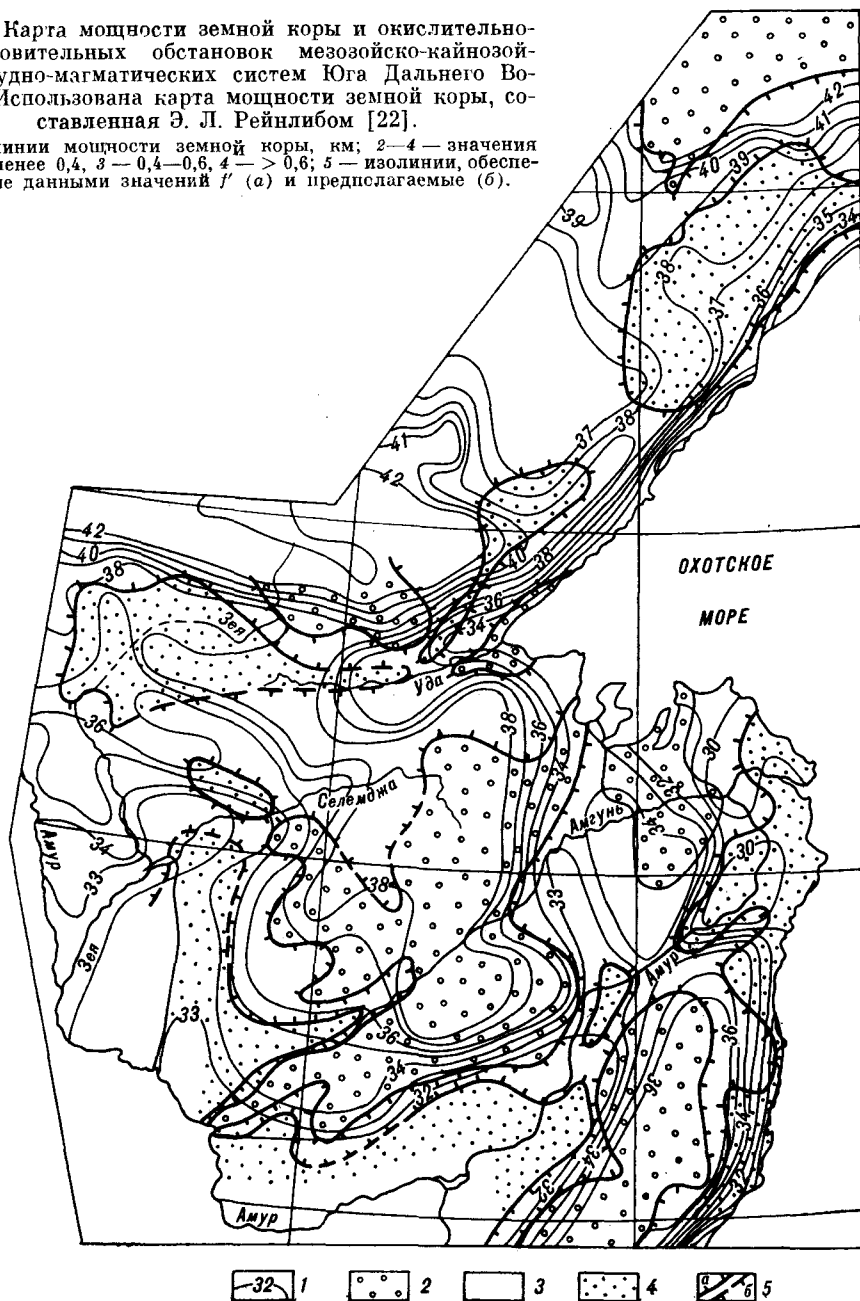
[19] было установлено, что 93 % золоторудных объектов отмечаются в пространственной связи с магнитными (окисленными) интрузиями и только 7 % — со слабомагнитными (восстановленными). Для оловорудных проявлений отмечена обратная зависимость: 89 % объектов ассоциируют со слабомагнитными гранитами и

коэффициенты корреляции f' с аномалиями Буге, Фая, осредненным рельефом и магнитными аномалиями.

Наиболее тесная корреляция значений f' устанавливается с аномалиями Буге и осредненным рельефом. Корреляционный анализ значений f' , осредненных по планшетам м-ба 1:100 000, с аномалиями Буге (осреднение с радиусом 20 и 50 км) для всей территории показал устойчивость коэффициента корреляции по знаку. Величина коэффициента корреляции в целом оказалась невысокой ($\approx 0,4$). Однако, для отдельных регионов (Северный Сихотэ-Алинь, Нижнее Приамурье, Баджалло-Тайканская горная система), где земная кора в мезозое и кайнозое подверглась существенной переработке, сопоставимость карты окислительно-восстановительных обстановок с гравиметрическими картами, а также с картой мощности земной коры весьма хорошая (рис. 6).

Рис. 6. Карта мощности земной коры и окислительно-восстановительных обстановок мезозойско-кайнозойских рудно-магматических систем Юга Дальнего Востока. Использована карта мощности земной коры, составленная Э. Л. Рейнлибом [22].

1 — изолинии мощности земной коры, км; 2—4 — значения f' : 2 — менее 0,4, 3 — 0,4—0,6, 4 — $> 0,6$; 5 — изолинии, обеспеченные данными значений f' (а) и предполагаемые (б).



Районам с восстановительной обстановкой соответствуют региональные минимумы силы тяжести, высокогорный рельеф и повышенная мощность земной коры. При сопоставлении схемы размещения плотностных неоднородностей на горизонте 10 км с формализованными картами распределения гранитоидов на дневной поверхности устанавливается, что в 80—85 % случаев участки разуплотнения земной коры на глубине 10 км уверенно коррелируются с максимумами распространения мезозойско-кайнозойского интрузивного магматизма [22]. Однако региональные гравитационные минимумы, соответствующие региональным рудно-магматическим системам с восстановительной обстановкой, не могут быть полностью скомпенсированы гранитными батолитами, нижние кромки которых, по геофизическим данным, не опускаются глубже 17 км. Плотностные срезы для глубин 20—30—40 и 60 км показывают, что большинство региональных минимумов силы тяжести трассируются разуплотнением литосферы до глубин 40 км, а Баджало-Ям-Алинский минимум — до 60 км и более [22]. Характерно, что локальные участки с максимальной интенсивностью разуплотнения литосферы на срезах всех указанных уровней в пределах Баджало-Ям-Алинского минимума трассируются в виде субмеридиональной полосы, которой на карте окислительно-восстановительных обстановок соответствует подобная же полоса наиболее контрастных локальных аномалий со значениями $f' < 0,2$. Это указывает, что корни восстановленной флюидной системы вероятнее всего уходят в верхнюю мантию.

Рудно-магматические системы, формирующиеся в окислительной обстановке, характеризуются повышенными значениями поля силы тяжести и тяготеют к участкам относительно низкогорного или депрессионного рельефа. Они приурочены к блокам с уменьшенной мощностью земной коры или чаще располагаются в градиентных зонах (см. рис. 6). Последнее обстоятельство, очевидно, и предопределяет преимущественно линейную (поясовую) форму магматогенных зон с повышенными значениями f' . По всей вероятности, при формировании окисленных магматических пород существенную роль играли глубинные разломы, что подтверждается преобладанием в них вулканических пород в противовес плутоническим — в системах с восстановительным режимом, и контрастный характер вулканизма с широким распространением, наряду с риолитами, андезитов и базальтов.

Оказалось также, что и риолиты в восстановленных и окисленных рудно-магматических системах существенно различаются по петрографическому составу. В первых они представлены преимущественно эвтектоидным типом, кристаллизация которого происходила по типу гранитоидов с двумя контрастными ассоциациями вкрапленников. Это, по сути своей, «несостоявшиеся» граниты или граниты, «вырвавшиеся на поверхность». В вулканических зонах с окислительным режимом резко преобладает собственно вулканический (котектический) тип риолитов с одной генерацией вкрапленников, равновесных с основной массой пород.

При изучении газовой фазы включений в магматических породах с восстановительным и окислительным режимами установлено, что первые характеризуются меньшим объемом газовой фазы, меньшим содержанием H_2O и CO_2 и смещением C/H в область более водородных составов [10, 17, 24].

Большинство исследователей при анализе флюидного режима Земли исходят из теоретических предположений и считают, что первично-водородный флюид по мере продвижения вверх обогащается углеродом, водой и постепенно окисляется. Предполагается, что причинами окисления могут быть снижение давления, диссипация H, взаимодействие магм с флюидами вмещающих пород и процессы кристаллизации магм при их становлении [5, 8, 17]. Приведенные здесь и ранее опубликованные [14] данные по окисленности железа свидетельствуют о том, что если дифференциация флюидов и имела место, то проходила в очень ограниченных масштабах.

Главная особенность тихоокеанских РМС каждого из двух рассмотренных — окисленного и восстановленного — типов состоит в том, что магматические породы каждого из них независимо от различий в их генезисе (излившиеся или интрузивные, продукты выплавки малых или больших глубин и т. д.) и формационной принадлежности характеризуются одинаковыми окислительно-восстановительными условиями формирования. Эти данные, а также несомненная зависимость окислительно-восстановительных обстановок от особенностей глубинного строения Земли позволяют предполагать, что первичная неоднородность флюидно-магматической системы с позиций фугитивности кислорода существует уже на уровне верхней мантии. Неоднородность мантии в рассматриваемом аспекте подтверждается оценками летучести кислорода в глубинных включениях из кимберлитов и базальтов. Дифференцированность окислительно-восстановительных условий в верхней мантии авторы [5] главным образом связывают с процессами частичного плавления. Плавление в условиях высокого давления в зависимости от первичного состава флюидов и наличия избыточного графита может приводить к повышению или понижению fO_2 в системе. В целом истощение мантии в процессе переплавления ведет к ее окислению [5]. Возможным источником окисления верхней мантии, по мнению [5], могут быть также процессы, связанные с субдугированием в мантию океанической коры.

Интенсивный вулканизм в окислительных РМС с преобладанием мантийных вулканитов среднего и основного состава, высокое содержание летучих при значительном содержании H_2O хорошо согласуются с моделью частичного плавления мантии.

Рассматривая возможную роль субдугированной океанической коры в окислении флюидной системы верхней мантии, следует отметить, что действительно основная масса окисленных рудно-магматических систем занимает окраинно-континентальное положение с характерной зональной сменой окисленных пород восстановленными в сторону континента или они контролируются внутриматериковыми коллизийными структурными зонами (Амурская, Монголо-Охотская). Однако имеются исключения. Так, например, позднемеловой Хингано-Охотский вулканический пояс, являющийся, по данным [15], индикатором Амурской субдукционной границы, представляет собой сложную мозаику контрастно чередующихся окисленных и восстановленных вулканоплутонических систем, которые трудно привязать к конкретным субдукционным структурам.

Мы отчетливо представляем предварительность итоговых формулировок, сделанных на основе анализа широкого комплекса геологических и геофизических данных. Литосфера и ее геофизическая структура формируются в течение всей истории развития Земли, анализируемые же характеристики мезозойско-кайнозойских РМС отражают условия флюидно-магматического режима лишь для узко ограниченного временного интервала. Следует надеяться, что дальнейшие исследования степени окисленности магматических пород иных временных срезов позволят более обоснованно определить направленность флюидных режимов и их зависимость от глубинного строения изучаемых регионов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисов А. А., Кадик А. А., Жаркова Е. В. и др. Влияние летучести кислорода и давления на соотношение Cr^{3+}/Cr^{2+} в расплаве состава альбит — анортит — диоксид // *Геохимия*. — 1985. — № 4. — С. 500—507.
2. Борисов А. А., Шапкин А. И. Новое эмпирическое уравнение зависимости отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} в природных расплавах от их состава, летучести кислорода и температуры // *Там же*. — 1989. — № 6. — С. 892—897.
3. Дубинчик Э. Я., Розенталь И. В. Петромагнитные исследования при изучении гранитоидных комплексов. — Л.: Недра, 1980.
4. Карсаков Л. П., Малышев Ю. Ф., Романовский Н. П. Проблемы глубинного строения юго-востока Алданского щита // *Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР*. — Владивосток, 1977. — С. 80—92.

5. *Кадик А. А., Луканин О. А.* Дегазация верхней мантии при плавлении.— М.: Наука, 1986.
6. *Лапин И. В., Луканин О. А., Кадик А. А.* Влияние окислительно-восстановительного режима на кристаллизацию и дифференциацию базальтов Исландии в приповерхностных условиях // *Геохимия*.— 1985.— № 6.— С. 747—760.
7. *Максимов С. О.* Магматизм и особенности породообразующих пироксенов Баджала // *Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР*.— Владивосток, 1980.— С. 70—102.
8. *Маракушев А. А.* Петрология.— М.: Изд-во МГУ, 1988.
9. *Мартьянов Ю. А.* Петрология кислых вулканитов эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья: Автореф. канд. дис.— Владивосток, 1980.
10. *Михайлов В. А.* Магматизм вулканотектонических структур Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса: Автореф. канд. дис.— Владивосток, 1986.
11. *Мишин Л. Ф.* Магнетитовые и ильменитовые серии вулканитов и их металлогения // *Сов. геология*.— 1991.— № 5.— С. 58—63.
12. *Мишин Л. Ф., Романовский Н. П., Гурозич В. Г.* О двух типах вулканоплутонических ассоциаций // *Докл. АН СССР*.— 1988.— Т. 298, № 5.— С. 1186—1188.
13. *Мишин Л. Ф., Романовский Н. П.* Петромагнитные и петрохимические критерии оценки рудно-магматических систем на лито- и халькофильное оруденение // *Петрофизика рудных месторождений*. (Тез. докл. Всесоюз. научн.-техн. семинара).— Сев.-Зап. правление НТГО.— Л., 1990.— С. 105—106.
14. *Мишин Л. Ф., Петухова Л. Л.* Окисленность железа как показатель металлогенической специализации вулканоплутонических комплексов на примере Востока СССР // *Тихоокеан. геология*.— 1990.— № 4.— С. 69—77.
15. *Нагальин Б. А.* Мезозойская аккреционная и коллизийная тектоника юга Дальнего Востока СССР // *Там же*.— 1991.— № 5.— С. 3—23.
16. *Некрасов И. Я.* Олово в магматическом и постмагматическом процессах.— М.: Наука, 1984.
17. *Никольский Н. С., Сазно В. Г.* Флюидный режим магматизма // *Тихоокеанская окраина Азии (магматизм)*.— М.: Наука, 1991.— С. 213—228.
18. *Печерский Д. М.* Магнитные свойства гранитоидов Северо-Востока СССР // *Магнитные свойства изверженных пород/СО АН СССР*.— Магадан, 1964.— С. 6—158. (Тр. СВКНИИ; Вып. 9).
19. *Попов В. К.* О составе биотитов кислых эффузивов палеогеновой базальт-липаритовой вулканической серии центрального Сихотэ-Алия // *Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока*.— Владивосток, 1980.— С. 134—139.
20. *Романовский Н. П.* Магнитная восприимчивость рудовосных гранитоидов Приамурья // *Геология рудных месторождений*.— 1976.— Т. 17, вып. 5.— С. 97—101.
21. *Романовский Н. П.* Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса.— М.: Наука, 1987.
22. *Романовский Н. П., Рейнлиб Э. Л., Ващилов Ю. Я.* О глубинной природе рудно-магматических систем Тихоокеанского типа // *Тихоокеан. геология*.— 1992.— № 2.— С. 66—78.
23. *Руб М. Г.* Особенности вещественного состава и генезиса рудовосных вулканоплутонических комплексов.— М.: Наука, 1970.
24. *Сазно В. Г., Моисеенко В. Г., Максимов С. О., Никольский Н. С.* Эволюция вулканизма и газовых флюидов в вулканических зонах (на примере Востока Азии) // *Проблемы петрологии (геологические аспекты): Материалы V Всесоюз. петрограф. совещания*, Т. I.— Алма-Ата, 1976.— С. 286—289.
25. *Царева Г. М.* Минералы вулканогенных пород орогенных формаций как показатели условий их кристаллизации (Центральный Казахстан) // *Особенности породообразующих минералов магматических пород*.— М.: Наука, 1986.— С. 201—229.
26. *Эйриш Л. В.* О связи золотого оруденения с магнитными гранитоидами (на примере Дальнего Востока) // *Тихоокеан. геология*.— 1983.— № 4.— С. 64—68.
27. *Эйриш Л. В.* Золоторудные системы Дальнего Востока // *Там же*.— 1991.— № 2.— С. 67—80.
28. *Ishichara S.* The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // *Min. and Geol.*— 1977.— V. 27.— P. 293—305.
29. *Musen B. O., Virgo D.* Influence of pressure, temperature, and Bulk composition on melt structures in the system $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 - \text{NaFe}^{3+} + \text{Si}_2\text{O}_6$ // *Amer. J. Sci.*— 1978.— V. 278, N 9.— P. 1307—1322.

ИТИГ ДВО РАН
Хабаровск

Поступила в редакцию
17 февраля 1992 г.

ТИПЫ И ИСТОРИЯ ДЕФОРМАЦИЙ ОСАДОЧНОГО ВЫПОЛНЕНИЯ И ФУНДАМЕНТА СРЕДНЕАМУРСКОЙ ВПАДИНЫ

По результатам сейсмического профилирования, с учетом иных геологических и геофизических данных охарактеризовано строение Среднеамурской впадины и обсуждается история ее образования. Осадочное выполнение впадины включает верхнемеловые и кайнозойские отложения. Заложение и ранние этапы развития впадины происходили в обстановке сжатия, обусловленного коллизией террейнов. Центрального и Южного Сихотэ-Алиня с аккреционной призмой Хингано-Охотской активной континентальной окраины. Нижние горизонты осадочного выполнения формировались перед фронтами надвигов и местами оказались вовлеченными в деформацию. Поздние этапы развития впадины контролировались обстановкой растяжения. Впадина представляет собой систему односторонних грабенов с ярко выраженной и устойчивой асимметрией структуры. Образование асимметричных структур растяжения, вероятно, обусловлено изостатическим выравниванием участка зоны коллизии, обладавшего повышенной мощностью земной коры.

Введение. Среднеамурская впадина является одним из наиболее крупных тектонических элементов юга Дальнего Востока, ее изученность до последнего времени была одной из наиболее низких. Длительное время на схемах тектонического районирования она определялась как межгорная [1, 6]. В 80-х гг. появились представления о рифтогенной природе впадины [7, 19]. Возраст рифтогенеза оценивался в основном как кайнозойский [5, 7, 19], хотя некоторые исследователи начало рифтогенеза относят к позднему мелу [3].

В 1986 г. Дальневосточной геофизической экспедицией ПГО Сахалингеология проводятся планомерные нефтегазопоисковые сейсмические исследования в Среднеамурской впадине. К настоящему времени отработано около 2000 пог. км сейсмопрофилей, пробурены три скважины и таким образом получено большое количество данных о строении осадочного выполнения впадины и глубинной структуре ее фундамента.

Параллельно с этими исследованиями были получены данные, во многом меняющие представления о стратиграфической последовательности [12, 21] и структурной эволюции мезозойских комплексов фундамента впадины [10], проведены изучение нефтегеологических особенностей отложений впадины [14, 15, 17] и региональный тектонический анализ мезо-кайнозойских структур юга Дальнего Востока и прилегающих регионов [3, 10, 15], создана новая модель мезозойской тектонической эволюции региона [9, 11].

Главной задачей предлагаемого исследования является характеристика строения осадочного выполнения впадины и глубинной структуры ее фундамента, базирующаяся на данных сейсмопрофилирования. Кроме того, предпринята попытка увязки всех накопленных данных, чтобы сделать выводы об истории геологического развития впадины и тектонических процессах, ответственных за ее формирование.

Методы исследования. Сейсмические исследования впадины выполнены по методике 12- и 24-кратного суммирования ОГТ с использованием взрывных источников колебаний. Регистрация осуществлялась цифровой 48-канальной сеймостанцией «Прогресс-2» с группированием 16 сейсмоприемников СВ-20 на канал, интервал точек ОГТ по профилю составлял 25 м. Основной объем полевых наблюдений получен с использованием для возбуждения колебаний либо одиночных скважин зарядов массой 2,5 кг, либо 3—5 скважинных зарядов суммарной массой 3,6—7,5 кг. Обработка данных осуществлялась стандартными комп-

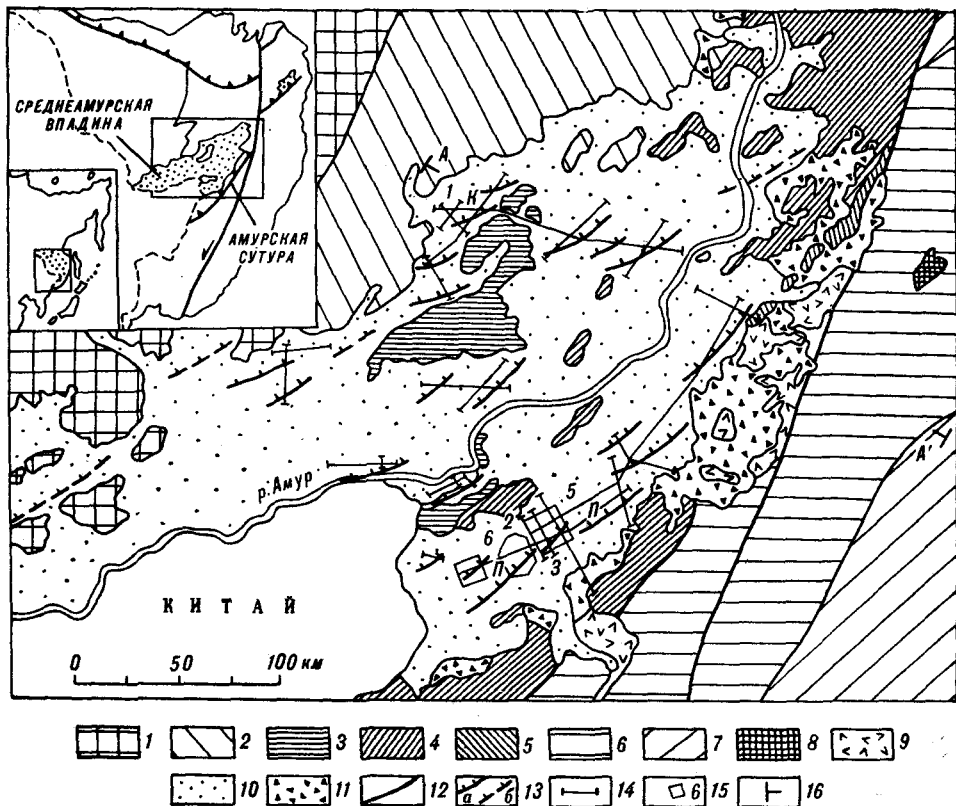


Рис. 1. Изученность, главные структуры и тектоническая позиция Среднеамурской впадины. Геологические контуры по [4] с упрощениями.

1 — Буреинский массив; 2 — Баджалская аккреционная складчатая система; 3—5 — ранне-меловая аккреционная призма Хингано-Охотской активной континентальной окраины: 3 — хабаровский комплекс, 4 — амурский комплекс, 5 — киселевско-маноминский комплекс; 6 — юрский самаркинский аккреционный комплекс (террейн); 7 — нижнемеловые турбидиты восточного Сихота-Алиня; 8 — метаморфические породы Аюнского купола; 9 — верхний мел — палеогеновые вулканиты; 10 — Среднеамурская впадина; 11 — неоген-четвертичные базальты; 12 — разломы; 13 — главные ластрические сбросы, ограничивающие асимметричные грабены (К — Кур-Урмийский, П — Переяславский); а — достоверные, б — предполагаемые; 14 — линии региональных сейсмических профилей (1 — профиль 903339 (рис. 3), 2 — профиль 893303 (рис. 6), 3 — профиль 893305 (рис. 8)); 15 — участки площадных сейсмических исследований (5 — Оборская площадь, 6 — Ситинская площадь); 16 — положение геологического разреза А, изображенного на рис. 3, А.

лексами СОС-ПС, СЦС-3. Примененная методика и технология полевых работ позволили, помимо изучения строения осадочного выполнения впадины, уверенно выделять и прослеживать отражающие границы на временах до 10 с, что соответствует глубинам порядка 25 км.

Региональными сейсмическими профилями изучена большая часть основных структур Среднеамурской впадины (рис. 1). В пределах наиболее крупной (2000 км²) из них — в Переяславском грабене — проведены площадные исследования. Плотность сейсмических профилей достигает здесь 2 км/км². Площадными исследованиями охвачена также центральная часть Кур-Урмийского грабена (1000 км²).

В Переяславском грабене выполнены гравиметрическая и аэромагнитная съемки в м-бе 1 : 50 000, что позволило провести комплексную интерпретацию геофизических данных. При выделении и корреляции сейсмокомплексов использовались переборы узкополосных фильтров по участкам временных разрезов и учитывались градиенты графиков $V_{ср}$, полученные пересчетами по данным анализов $V_{отг}$. Бурение в 1989—1991 гг. трех глубоких скважин (1200, 1400 и 3200 м) позволило увязать геологические и геофизические данные.

На сейсмических временных разрезах, как правило, уверенно выделяются два сейсмокомплекса с существенно различными характери-

стиками волнового поля, отождествляемые с осадочным выполнением и фундаментом впадины.

Осадочное выполнение характеризуется субгоризонтальными отражающими границами с протяженными осями синфазности и частотным спектром 35—45 Гц. Протяженность сейсмических границ зависит от ориентировки профилей. На профилях северо-восточного простирания, продольных по отношению к простиранию основных структур, отражения обычно уверенно коррелируются на 10—12 км. На поперечных структурах профилях северо-западной и субмеридиональной ориентировки редко удается провести фазовую корреляцию отражений на расстояниях больших, чем 3—4 км, особенно на нижних горизонтах осадочного выполнения.

Строение фундамента впадины обычно выражается в сейсмическом волновом поле на частотах 15—27 Гц короткими отражающими площадками, либо ориентированными конформно границам осадочного выполнения, либо хаотически направленными. Реже выделяются протяженные отражающие границы, соизмеримые с границами в осадочном выполнении. На профилях северо-восточной ориентировки иногда выделяются пакеты, состоящие из серии таких отражающих границ. На поперечных профилях обычно отчетливо фиксируется структурное несогласие между отражающими границами осадочного выполнения и фундамента.

Анализ кинематических и динамических параметров сейсмических волн, дискордантность структурных планов двух упомянутых сейсмокомплексов позволяют сделать вывод о принципиальных различиях сейсмогеологических условий в фундаменте и осадочном выполнении впадины. Волновая картина фундамента однозначно свидетельствует о высокой степени его дислоцированности.

В отличие от многих других впадин, осадочное выполнение Среднеамурской впадины имеет сложную структуру, что обусловлено прежде всего тектоническими деформациями, наличием зон инъективных дислокаций. Данное обстоятельство в значительной степени затрудняет сеймостратиграфическую корреляцию и проведение сеймофациального анализа.

Детальный анализ деформационной структуры на отдельных профилях, корреляция структур на всей совокупности профилей, анализ составленных на основании этих данных структурных схем положены в основу выводов о типах тектонических деформаций и режимах, изменениях их во времени.

Стратиграфия и сеймостратиграфия осадочного выполнения. На основании геолого-съёмочных работ и данных бурения, проведенного в 50-х—60-х гг., считалось, что Среднеамурская впадина выполнена отложениями кайнозойского возраста [2,4—6,8].

В основании кайнозойского разреза залегает [2,16] чернореченская свита, которая в нижней части представлена песчаниками и галечниками, а в верхней — переслаиванием алевролитов, глин, песков, бурых углей и углистых сланцев. Возраст свиты эоцен-олигоценный, хотя предполагается наличие и более древних данных-палеоценовых отложений [5]. Выше согласно залегает олигоценная бирюфельдская свита, сложенная однородными глинами и алевритами с примесью туфогенного материала и прослоями углей. Миоценовая ушумунская свита завершает разрез кайнозойских отложений и представлена алевролитами, глинами и углями, нередко пачками песчаников. Между бирюфельдской и ушумунской свитами предполагается перерыв в осадконакоплении [8], но наиболее примечательно, что в миоцене отложение осадочных пород происходило синхронно с интенсивной вулканической деятельностью, приуроченной в основном к восточному обрамлению впадины, где формировались обширные плато континентальных толеитов и щелочных базальтов [18].

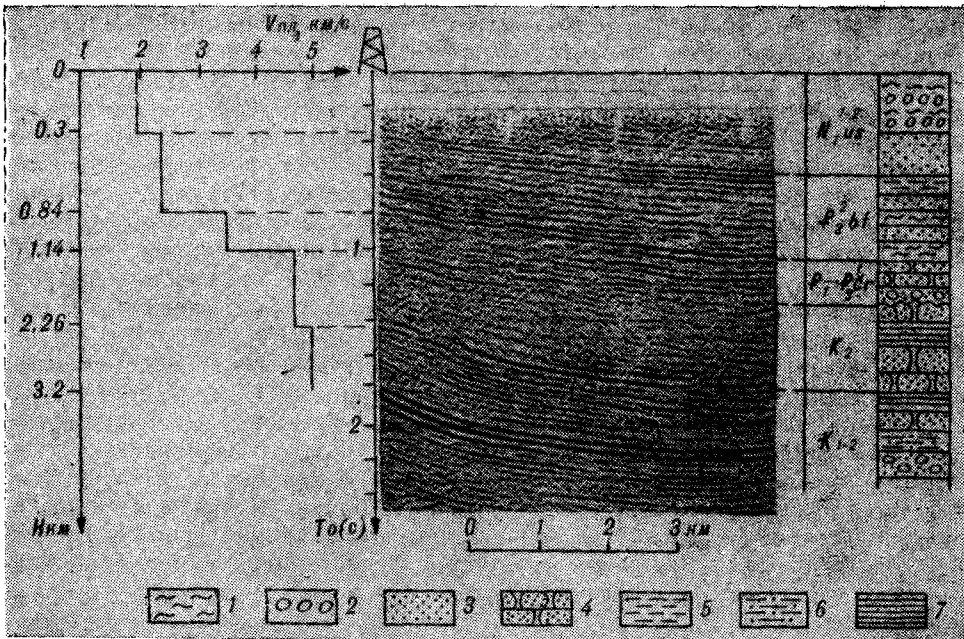


Рис. 2. Стратиграфический разрез и пластовые скорости в районе скважины Волочаевская-1. Приведен фрагмент профиля 883118, пересекающего скважину. $N_1^{1-2}us$ — ушумунская свита, P_2^{2bf} — бирюфельдская свита, $P_1 - P_3^{1cg}$ — чернореченская свита.
 1 — глина, 2 — галечник, 3 — пески, 4 — песчаники, 5 — алеврит, 6 — алевролит, 7 — аргиллит.

Исследованиями, проведенными Дальневосточной геофизической экспедицией, получены новые данные, позволяющие дополнить, а отчасти и изменить сложившиеся представления. Наиболее детально изучено осадочное выполнение Переяславского грабена.

На рис. 2 приведен фрагмент профиля 883 118 и разрез скв. Волочаевская-1. По данным бурения, палеогеновые и неогеновые отложения залегают субгоризонтально. На сейсмическом профиле они характеризуются в достаточной степени однородной структурой отражающих границ, однако, используя методы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных, удается провести более дробное расчленение сейсмокомплекса, отождествляемого с осадочным выполнением. К сожалению, спорово-пыльцевой анализ дал широкие возрастные интервалы и поэтому корреляция сейсмических подкомплексов с устоявшейся схемой стратиграфического расчленения в достаточной мере условна. Кроме того, надежная фазовая корреляция по площади выделенных подкомплексов осуществима лишь в пределах отдельных тектонических блоков. Между блоками обычно возможна лишь условная (групповая) корреляция. На локальных участках временных разрезов отмечаются угловые несогласия между сейсмическими подкомплексами, но в целом кайнозойская часть осадочного выполнения характеризуется согласными залеганиями.

Под кайнозойскими отложениями скв. Волочаевская-1 вскрыты песчаники, алевролиты и конгломераты, для которых характерна троговая косая и флазерная слоистость, указывающая на мелководные условия седиментации. Пресноводные двусторки в этих породах определены как позднемеловые (Е. А. Калинин, ПГО Дальгеология, устное сообщение). Слоистость в этих породах наклонена под углом до 70° , в керне встречены зоны срывов с зеркалами и бороздами скольжения.

Несмотря на наблюдаемые в керне крутые наклоны слоистости, на продольном сейсмическом профиле, фрагмент которого приведен на

рис. 2, в интервале глубин, соответствующих верхнемеловому комплексу, наблюдаются субгоризонтальные рефлекторы, в целом конформные кайнозойским отложениям. Несоответствие наклонов сейсмических границ и слоистости верхнемеловых отложений объясняется ограничениями двумерного сейсмического профилирования.

На поперечных профилях отражающие границы, соответствующие глубинам распространения верхнемеловых отложений в скважине, наклонены и образуют явное структурное несогласие с рефлекторами кайнозойского осадочного выполнения. Построение структурных схем, с учетом поперечного профилям сейсмического сноса, позволяет предполагать, что верхнемеловые отложения слагают наклоненное к югу крыло бескорневой антиклинали, ограниченной снизу наклоненным к северо-западу разломом.

Несмотря на резкие различия степени дислоцированности, по седиментологическим особенностям и характеру диагенетических преобразований верхнемеловые отложения намного ближе кайнозойским осадкам и резко отличны от раннемеловых. Региональные сейсмостратиграфические корреляции в пределах Переяславского грабена позволяют предполагать, что в наиболее погруженных его частях верхнемеловые и кайнозойские отложения образуют единый в структурном отношении комплекс и принадлежат осадочному выполнению.

В связи с этим необходимо прокомментировать определенные по результатам ВСП в скважине интервальные скорости сейсмических подкомплексов и комплексов (см. рис. 2). Если скачок скорости между отложениями бирофельдской и чернореченской свит объясняется повышенной песчаностью последней, то пластовая скорость 4,7 км/с для верхнемеловых отложений, очевидно, обусловлена тектонической переработкой пород. При проведении ВСП пункты взрыва располагались вдоль продольного профиля 883118 и, таким образом, зондирование верхнемеловых отложений проведено в плоскости, параллельной крутопадающему крылу антиклинали. Прогнозные значения пластовых скоростей для верхнемеловых отложений на участках их спокойных залеганий оцениваются нами в $4,1 \div 4,2$ км/с.

На больших глубинах скв. Волочаевская-1 вскрыты терригенные отложения, идентичные турбидитам с раннемеловой морской фауной, которые в обрамлении впадины и в поднятиях фундамента в ее внутренних частях характеризуются высокой степенью дислоцированности и, несомненно, принадлежат фундаменту. На продольном профиле 883118 соответствующие им отражающие границы залегают конформно с вышележащими (см. рис. 2), однако на поперечных профилях эти глубины характеризуются либо хаотической сейсмической записью (профиль 843308), либо наклонными прерывистыми рефлекторами, резко дисконформными рефлекторам поздне-меловых и кайнозойских отложений. Согласно залегание рефлекторов осадочного выполнения и фундамента на продольном профиле, по-видимому, обусловлено параллельностью профиля простиранию наклоненных к северо-западу пакетов слоистых осадочных пород, от которых и была осуществлена запись боковых волн.

Таким образом, осадочное выполнение Среднеамурской впадины в районе Переяславского грабена включает верхнемеловые и кайнозойские отложения. Верхнемеловые отложения распространены прерывисто и, судя по данным бурения, а также анализу сейсмических профилей на Ситиной площади, местами вовлечены в деформации.

На левобережье р. Амур возраст нижних горизонтов осадочного выполнения, залегающих в узких грабенах, палеонтологически не обоснован. Грубую оценку возраста мы попытались осуществить на основании скоростных характеристик сейсмических волн, учитывая установленную в скважинах Переяславского грабена зависимость увеличения скорости сейсмических волн с глубиной и, соответственно, с удревнением возраста осадков.

Средние скорости $V_{\text{от}}$ в осадочном выполнении Среднеамурской впадины закономерно понижаются от Переяславского грабена в северо-западном направлении. В соответствии с этим осадочное выполнение Кур-Урмийского грабена должно было бы характеризоваться наименьшими средними скоростями. Фактически же средние скорости здесь оказались наивысшими для впадины в целом. Мощность осадочного выполнения со скоростями, характерными для кайнозойских отложений, здесь не велика, а основной объем имеет скорости, близкие скоростям меловых осадков. Можно полагать, что в осадочном выполнении Кур-Урмийского грабена, помимо верхнемеловых, присутствуют и раннемеловые отложения.

Структуры растяжения. Выводы о рифтогенной природе Среднеамурской впадины весьма популярны [3—5, 7, 19], и, действительно, геофизическими исследованиями установлены многочисленные признаки структур растяжения в осадочном выполнении. Самые полные и мощные разрезы осадков выполняют сравнительно узкие асимметричные грабены, вытянутые в северо-восточном направлении параллельно направлениям структур фундамента и складчатого обрамления впадины.

Наиболее ярко выраженные структуры растяжения установлены на левобережье р. Амур. Кур-Урмийский грабен имеет отчетливую асимметричную форму (рис. 3). Его юго-восточный борт крутой и представляет собой зону крупных разломов, которые определяются по зонам потери корреляции сейсмических границ, характерным дугам дифрагированных волн и подворотам отражающих площадок. Подвороты и общая структура однозначно указывают на сбросовую природу разломов. Разломы наклонены к северо-западу. Крутые на близповерхностных уровнях, с глубиной они выглаживаются и сливаются с полого залегающими отражающими границами в фундаменте впадины. Суммарная амплитуда смещения поверхности складчатого фундамента оценивается в 2000—2100 м.

Отражающие границы в фундаменте впадины на глубинах, превышающих 2 с, образуют флексуобразный перегиб, причем крутой склон перегиба оказывается под крутопадающими отрезками разломов юго-восточного борта грабена. Наблюдаемые соотношения могут быть интерпретированы как результат пластической деформации глубинных уровней фундамента, связанной с асимметричным погружением осадочного выполнения по зоне листрических сбросов.

Северо-западный борт грабена пологий, его правильную седиментационную структуру осложняет серия сбросов, плоскости которых наклонены к юго-востоку. Эти разломы, скорее всего, являются антитетическими по отношению к главным листрическим сбросам юго-восточного борта грабена.

Следует отметить крайне слабую сейсмофациальную изменчивость осадочного выполнения грабена. На приведенном профиле (см. рис. 3) мощности сейсмических горизонтов практически не изменяются в направлении с северо-запада и юго-восток, а сбросы, определяющие форму грабена, нарушают весь разрез осадочного выполнения. Отсюда напрашивается вывод, что листрические сбросы не являются конседиментационными, а возникли после формирования большей части осадочного выполнения. Вместе с тем, интерпретация некоторых профилей допускает вероятность больших амплитуд смещений самых нижних горизонтов осадочного выполнения вдоль антитетических разломов, оперяющих главные листрические сбросы. Если эта интерпретация верна, то можно думать, что антитетические разломы заложились на самых ранних этапах формирования впадины; и уже как косвенный факт, базирующийся на предположении о генетическом родстве этих разломов с главными листрическими сбросами, эти соотношения в принципе могут быть положены в основу вывода о длительном конседиментационном образовании листрических сбросов.

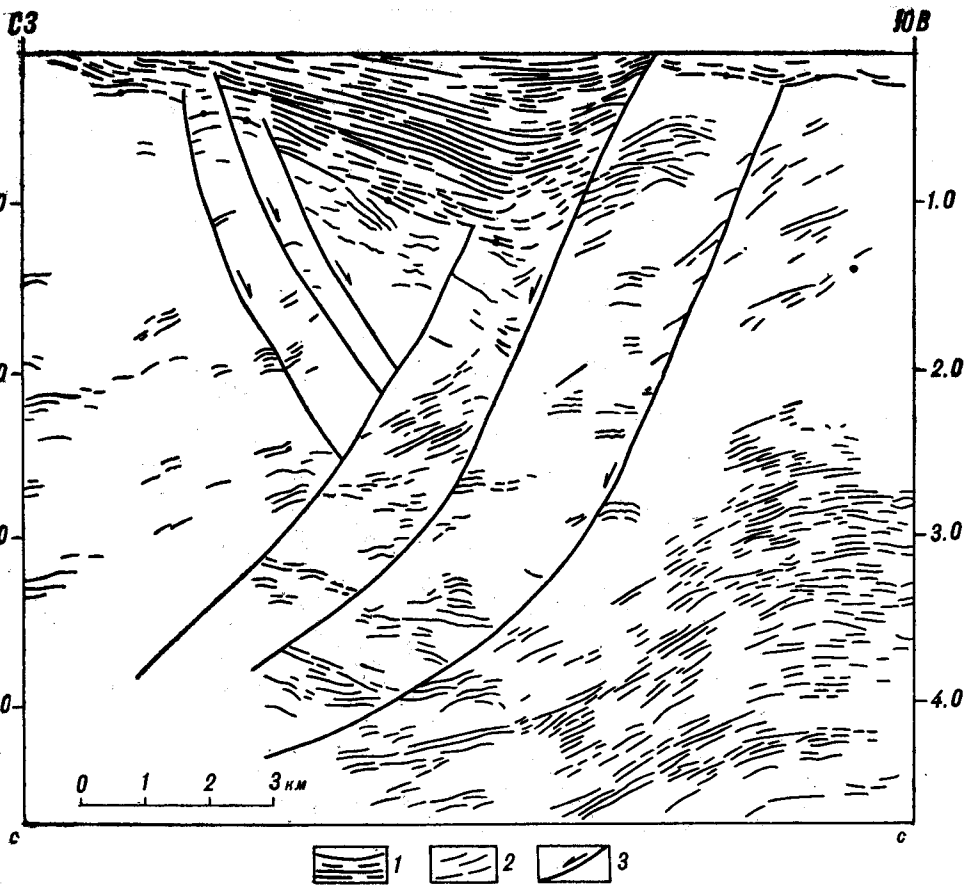


Рис. 3. Строение Кур-Урмийского грабена по профилю 903339. Положение профиля см. на рис. 1.

1 — рефлекторы осадочного выполнения (жирной точкой показана подошва), 2 — рефлекторы фундамента, 3 — разломы.

В юго-западной части Кур-Урмийского полуграбена профилем 913133 установлено отчетливое увеличение мощности нижних горизонтов осадочного выполнения по мере приближения к литрическим сбросам, т. е. вывод о конседиментационности их образования представляется достаточно обоснованным.

Структура других грабенов левобережья р. Амур полностью идентична структуре Кур-Урмийского грабена. Важно подчеркнуть, что все они односторонние и имеют один и тот же тип асимметрии — пологие северо-западные борты и крутые, контролирующиеся сбросами, юго-восточные (см. рис. 1).

Более сложные структуры растяжения свойственны Переяславскому грабену. В качестве примера рассмотрим структуры Ситинской площади (рис. 4, 5).

Как и на левобережье р. Амур, общая структура Переяславского грабена близка типичным структурам односторонних грабенов. Разлом 1 (см. рис. 5) контролирует юго-восточный борт грабена. Судя по разности высот поверхности складчатого фундамента, он представляет собой сброс с амплитудой вертикального смещения в 1000—1200 м. Поверхность разлома на верхних структурных уровнях круто погружается к северо-западу, однако с глубиной она выполаживается. Помимо особенностей волновой картины, на это указывает также наличие в висячем крыле наклоненной антиклинальной складки, отчетливо выраженной на верхних структурных уровнях осадочного выполнения.

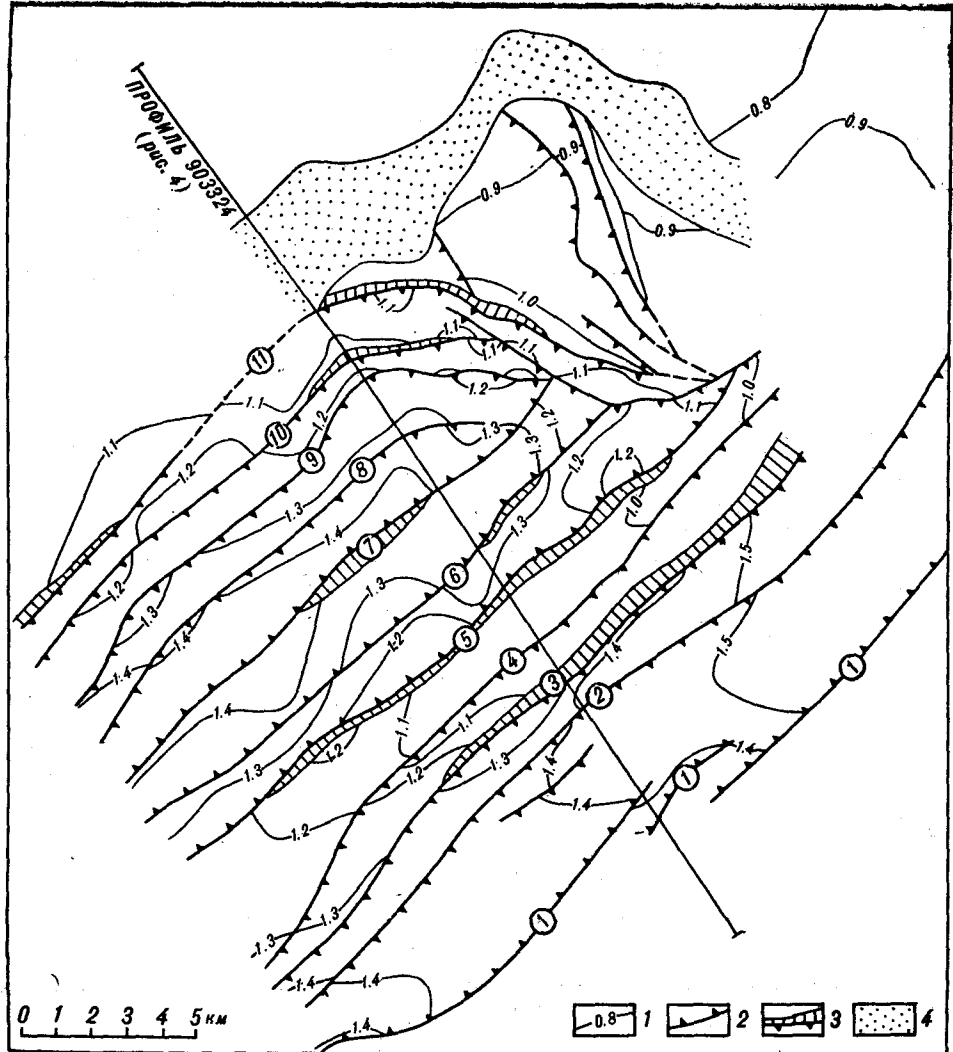


Рис. 4. Структурная схема Ситинской площади Переяславского грабена.

1 — изохроны (с) поверхности складчатого фундамента; 2 — сброс; 3 — ступени поверхности фундамента; 4 — зона инъективных дислокаций.

Подобные складки, по форме сходные со складками волочения висячем крыле взброса, в действительности являются результатом компенсации смещения по характерной для листрических сбросов изогнутой поверхности [28]. Образование их связано с заполнением открывающегося пространства между висячим и лежащим крыльями, которое у разломов данной геометрии максимально на участках с крутыми падениями поверхности сместителя. На нижних структурных уровнях, где проблема заполнения пространства исчезает, подвороты рефлекторов в осадочном выполнении меняют направленность и становятся типичными для сброса (см. рис. 5).

Разлом 1 уверенно прослеживается через всю Ситинскую площадь и далее к северо-востоку на Оборскую площадь, что позволяет считать его главным и определяющим общую структуру. В центральной части площади разлом 1 состоит из эшелонированно расположенных отрезков (см. рис. 4), и эшелонирование такого же типа, скорее всего, свойственно отрезкам этого разлома на Оборской площади.

Антитетическими по отношению к разлому 1 являются разломы 2—4, имеющие юго-восточное падение плоскостей. Максимальные амплитуды смещений поверхности складчатого фундамента устанавливаются

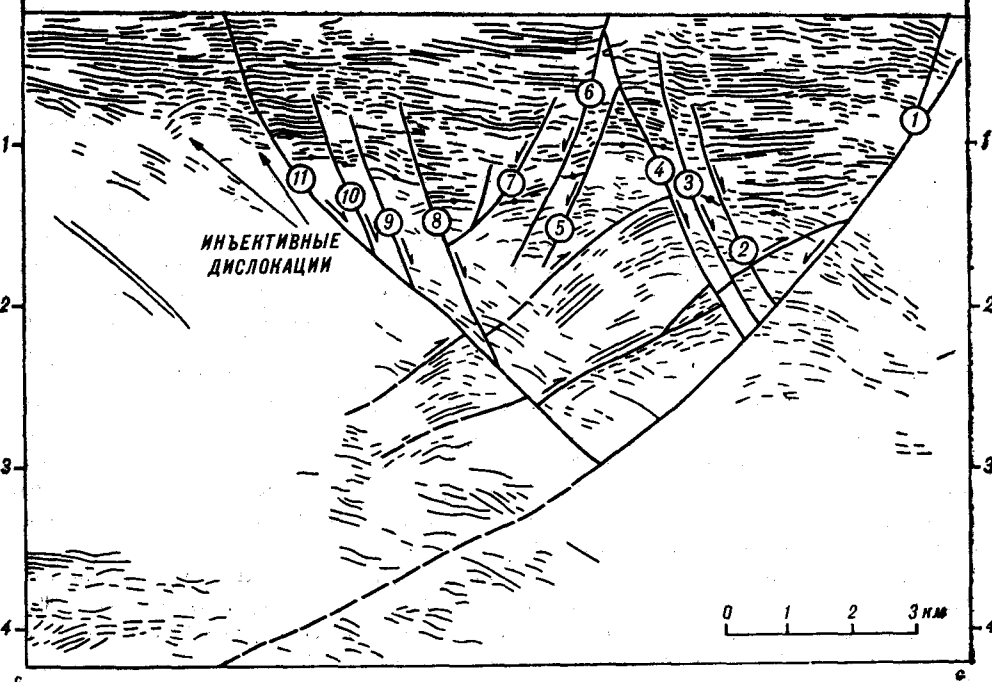


Рис. 5. Строение Переяславского грабена по профилю 903324. Ситинская площадь. Положение разреза см. на рис. 4. Усл. обозн. см. на рис. 3. Пояснения в тексте.

для разлома 3, хотя, как будет показано ниже, эта амплитуда может оказаться и кажущейся.

Антитетической же по отношению к разлому 1 является серия литрических сбросов 8—11, которые также наклонены к юго-востоку. Практически на всех профилях отчетливо устанавливается выполаживание разломов этой системы с глубиной, где они, по-видимому, сливаются в единую поверхность, подчеркнутую многочисленными наклонными отражающими площадками и/или цугами дифрагированных волн.

Плоскости разломов 5—7 наклонены к северо-западу. Являются ли смещения по ним производными от смещений по системе разломов 8—11, однозначно не устанавливается.

При попытке решения этой проблемы мы столкнулись с противоречивыми фактами. С одной стороны, система разломов 8—11 на сейсмических профилях выражена значительно ярче, и, естественно, это логично интерпретировать как результат более высокой степени деформации и более значимых амплитуд смещений. С другой стороны, если судить по поверхности складчатого фундамента, наибольшие амплитуды смещения в этих двух системах разломов приурочены к разлому 5.

На индивидуальных профилях разлом 1 и система разломов 8—11 выглядят как равнозначные, однако последние в северо-восточной части площади плавно меняют свое простирание на субширотное и отчетливо срезаются системой разломов 2—4 (см. рис. 4). Последняя протягивается далее к северо-востоку на Оборскую площадь и соразмерна разлому 1. Разломы 8—11 на Оборскую площадь не прослеживаются. Это указывает на то, что образование совокупности наклоненных в противоположные стороны сбросов определялось главными смещениями по разлому 1. Разломы разных систем срезают друг друга незакономерно (см., например, взаимоотношения разломов 4 и 5, 4 и 6 на рис. 5), что типично для одновременно формирующихся сопряженных разломов.

Отмеченные выше разломы нарушают весь разрез осадочного выполнения. По направлению к ним не установлено каких-либо изменений

характеристик сейсмокомплекса или ощутимых увеличений мощностей отдельных горизонтов осадочного выполнения, т. е. структуры растяжения на правобережье р. Амур являются, во-первых, самыми молодыми, а во-вторых, возникли, наиболее вероятно, после образования всего или большей части осадочного выполнения.

Инъективные структуры. В северной части Ситинской площади прослеживается узкая полоса, характеризующаяся наличием на уровнях, близких границе фундамента и осадочного выполнения, ярких, резко изогнутых вверх рефлекторов. Под ними в фундаменте обычно отсутствуют когерентные отражающие границы. Общая форма ярких рефлекторов имеет антиклинальную структуру, однако взаимоотношения с субгоризонтальными или слабо наклонными рефлекторами осадочного выполнения типичны для структур внедрения (см. рис. 5). Эти структуры хорошо проявлены на профилях, поперечных рассмотренным выше структурам растяжения, но на продольных профилях выражены слабее.

Зона инъективных структур следует параллельно простирацию системы разломов 8—11 (см. рис. 4), и в связи с этим можно предполагать, что образование структур внедрения связано со сбросовыми смещениями. Появление свободного пространства в связи с растяжением благоприятствовало подъему материала с низкой вязкостью и образованию инъективных дислокаций.

Для оценки природы инъективных структур использованы аэромагнитные данные. Зоне инъективных дислокаций соответствуют положительные магнитные аномалии. Расчетные глубины верхних кромок магнитовозмущающих объектов составляют 900 м, что соответствует глубине нижней поверхности ненарушенной части осадочного выполнения. Расчетные физические характеристики аномалиеобразующего объекта позволяют предполагать, что ими могут быть породы базальтового состава.

Сдвиговые структуры. Идентификация сдвиговых структур на основании данных сейсморазведки представляет собой сложную задачу, поскольку сдвиговые смещения обычно не дают эффективных вертикальных разобщений отражающих границ, а именно они являются главными отправными точками в определении деформационной структуры на сейсмических профилях. Вместе с тем, уже накоплен значительный опыт и сформулирован целый ряд критериев, на основании которых идентификация сдвигов считается возможной [23, 24, 27].

Одним из наиболее надежных критериев является изменение геометрических и видимых кинематических особенностей разломов по простирацию. На рис. 6 приведен профиль 893303, являющийся крайним юго-западным профилем Оборской площади (см. рис. 1). Разломы 3—5 этого профиля располагаются на простирации разломов 2—4 Ситинской площади (см. рис. 4 и 5). Если на всех профилях Ситинской площади разломы 2—4 имели явное юго-восточное падение и типичные для сбросов подвороты рефлекторов в осадочном выполнении, то на профиле 893303 эти же разломы приобрели субвертикальное падение. Ориентировка разломов такова, что можно предполагать их слияние в единую плоскость на глубине. На близповерхностных уровнях разломы имеют разветвления, а заключенные между ними отражающие площадки в осадочном выполнении имеют ярко выраженную антиклинальную структуру. Кинематически эта антиклиналь не могла возникнуть, если предположить, что и на Оборской площади смещения по разломам были сбросовыми. Более того, складка имеет локальное распространение и исчезает на соседних профилях. Далее к северо-востоку разломы 3—5 профиля 893303 следятся через всю Оборскую площадь, но на сейсмических профилях выглядят как субвертикальные, причем не только на поперечных (рис. 7), но и, что особенно важно для оценки геометрии разломов, на профилях, секущих их под острым углом.

Ветвящиеся разломы, сливающиеся на глубине в единую плоскость и имеющие зажатые между ветвями локальные складки или микрогра-

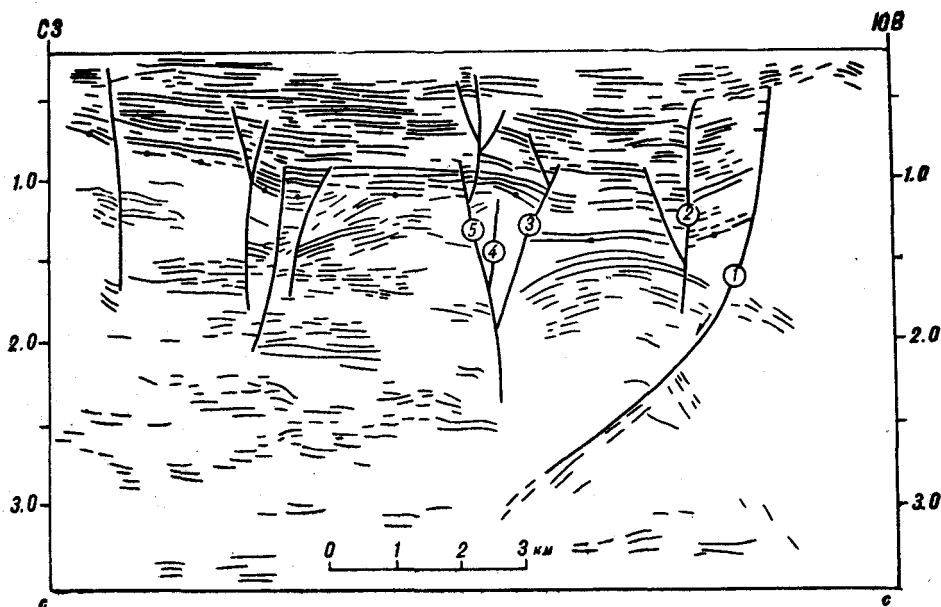


Рис. 6. «Пальмовые» или «цветковые» разломы на Оборской площади. Профиль 893303. Положение профиля см. на рис. 1. Усл. обозн. см. на рис. 3. Пояснения в тексте.

бены, получили название «цветковых» [23] или «пальмовых» [27]. Эти разломы имеют горизонтальные смещения, а антиклинальные складки или синклинали и микрограбены в их ветвях возникают в зависимости от того, осуществляются ли сдвиговые смещения в условиях сжатия или растяжения. Разлом 3 (см. рис. 6) имеет отчетливую вертикальную амплитуду смещения кровли складчатого фундамента, но это не может быть использовано как однозначный признак для оценки кинематического типа разлома, поскольку по сдвигу могут быть совмещены части впадины с ранее возникшими разными глубинами фундамента и, кроме того, сдвиг может иметь вертикальную составляющую смещения.

Разлом 2 (см. рис. 6) также субвертикальный и разветвляющийся на верхних структурных уровнях. Несмотря на существование некоторых сомнений, все же наиболее вероятно, что именно этот разлом является продолжением разлома 1 Ситинской площади. Последний, как уже отмечалось, имеет эшелонированное строение, что даже для типичных сбросов является признаком возникновения в сдвиговых условиях. Таким образом, можно полагать, что сброс 1 Ситинской площади трансформировался на Оборской площади в сдвиг. Эшелонированное строение сброса можно использовать как основу для вывода о левосторонней составляющей смещения.

Геометрические соотношения разломов 8—11 Ситинской площади с системой разломов 2—4 (см. рис. 4) также позволяют предполагать левостороннюю сдвиговую компоненту перемещения при формировании структур растяжения. Погружение участка, заключенного между разломами 8—11 с одной стороны и разломами 2—4 с другой, неизбежно должно осуществляться с общим горизонтальным смещением зажатых между ними блоков к юго-западу, поскольку разломы 8—11 являются листрическими в разрезах не только к северо-западного, но и северо-восточного простирания (см. рис. 7). Горизонтальная и вертикальная составляющая перемещений у этих разломов соразмерна.

Наличие сдвиговых смещений в фундаменте, возможно, предопределило региональную эшелонированную структуру односторонних грабенов и левобережья р. Амур (см. рис. 1), однако если этот вывод верен, то сдвиговые смещения должны быть правосторонними. Временные соотношения между право- и левосторонними смещениями могут основыв-

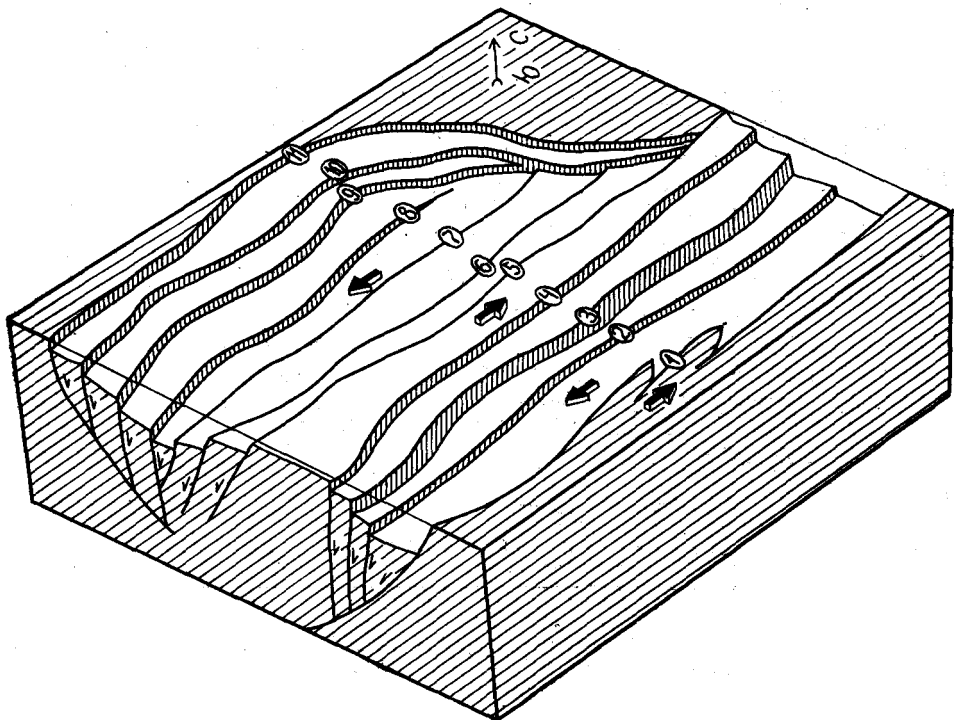


Рис. 7. Блок-диаграмма, иллюстрирующая строение Ситгинской площади Переяславского грабена.

Вертикальные смещения по листрическим сбросам 6—11 должны иметь левостороннюю сдвиговую составляющую смещения блоков, зажатых между ними и разломом 5. Левосторонняя сдвиговая составляющая смещения предпологается также для разлома 1 на основании эшелонированного расположения его отрезков и трансформации этого разлома в сдвиг на Оборской площади.

ваться лишь на косвенных соображениях, хотя одновременность растяжения и сдвиговых перемещений в обоих районах несомненна.

Структуры сжатия. Под осадочным выполнением в фундаменте Среднеамурской впадины присутствуют многочисленные отражающие границы, которые нередко имеют правильную когерентную структуру, местами пологие залегания на продольных и поперечных профилях, т. е. все то, что позволило бы интерпретировать их как осадки, конформно подстилающие осадочное выполнение и обладающие простой структурой. Наличие же обширных участков с хаотической записью, участков с наклонными рефлекторами, соотношение пакетов рефлекторов друг с другом, а также геологические данные о литологическом составе и структуре выступов фундамента указывают на то, что комплекс, подстилающий осадочное выполнение имеет сложную чешуйчато-надвиговую структуру.

На рис. 8 приведен профиль 893305, проходящий в средней части Оборской площади. Пакеты рефлекторов в северо-западной части профиля имеют клиновидную форму, а рефлекторы внутри них образуют с нижней границей углы, достигающие 40° , что трудно объяснимо с точки зрения осадочного происхождения таких соотношений. Геометрия рефлекторов позволяет предполагать существование асимметричных антиклинальных складок, подстилающихся пакетами параллельно слоистых рефлекторов. Подобные структуры типичны для надвиговых дуплексов [22, 26]. Они позволяют определить направления перемещений, которые в фундаменте Среднеамурской впадины юго-восточные.

Что рефлекторы фундамента отражают надвиговые структуры, становится очевидным при анализе структур левобережья р. Амур. Пологие отражающие границы в фундаменте Кур-Урмийского грабена воздымаются в юго-восточном направлении (см. рис. 3). Проекция этих реф-

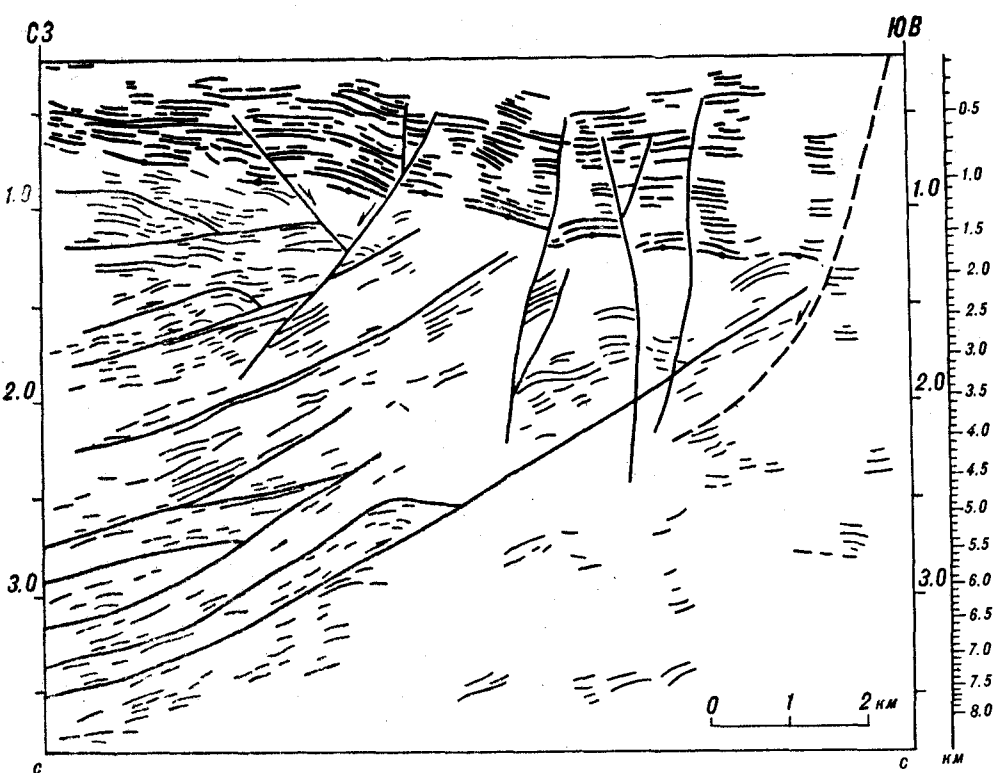


Рис. 8. Надвиги в фундаменте Среднеамурской впадины. Отражающие границы в северо-западной части профиля имеют геометрические соотношения, типичные для дуплексных структур. Профиль 893305. Положение профиля см. на рис. 1. Усл. обозн. см. на рис. 3.

лекторов на дневную поверхность соответствуют мезозойским отложениям хр. Вандан, имеющим очень сложную структуру тектонического меланжа. При изменчивых ориентировках слоистости во включениях терригенный матрикс меланжа имеет выдержанные ориентировки рассланцевания, по которым происходили основные перемещения, обусловившие образование меланжевой структуры. В отличие от слоистости рассланцевание имеет упорядоченные залегания, а упоминаемый выше при характеристике структур растяжения флексурообразный перегиб отражающих границ в фундаменте вполне согласуется с изменением углов падения сланцеватости от крутых северо-западных в южной части хребта на пологие северо-западные в его северной части (данные Е. К. Шевелева и С. П. Кузьмина, ПГО Дальгеология, и С. Н. Алексеенко, ИТиГ ДВО РАН). Сейсмогеологические условия, необходимые для возникновения отражающих границ, по-видимому, обусловлены наличием в меланже крупных, соразмерных с длиной сейсмических волн тектонических линз, сложенных кремнями, вулканическими и терригенными породами, являющимися включениями в меланже и залегающими конформно со сланцеватостью матрикса. Примечательно, что на продольных профилях отражающие границы имеют отчетливую линзовидную структуру.

Для реконструкции тектонического режима на ранней стадии образования впадины важное значение имеет структура горстового поднятия центральной части Переяславского грабена на Ситинской площади (см. рис. 4 и 5). Серия отражающих границ в фундаменте поднятия наклонена к северо-западу (см. рис. 5), причем простирание этих границ параллельно простиранию поднятия. На многих профилях можно видеть бескорневые асимметричные антиклинальные складки с юго-восточной вергентностью. Структура осадочного выполнения в обрамля-

ющих горст понижениях позволяет предполагать, что стратиграфический объем осадочного выполнения над поднятием меньше стратиграфического объема осадочного выполнения понижений. На основании этого можно предположить, что в пределах поднятия часть осадочного выполнения вовлечена в деформацию, которая обусловлена надвиговыми перемещениями, отражающимися на временных разрезах наклоненными к северо-западу рефлекторами и бескорневыми складчатыми структурами.

Нижние горизонты осадочного выполнения понижения, расположенные юго-восточнее горстового поднятия, формировались перед фронтом надвигов. Региональные сейсмостратиграфические корреляции не исключают вероятности присутствия здесь верхнемеловых отложений.

Анализ ориентировки отражающих границ фундамента показывает, что на Оборской площади поверхности надвигов вовлечены в крупную простую складку. Ограниченные размеры изученной площади, к сожалению, не позволяют сделать однозначных выводов о форме, размерах и кинематической природе складки. Вместе с тем, однозначным в ее характеристике является то, что шарнир имеет наклонное залегание, южное крыло срезано разломом или зоной интенсивных деформаций, а северное крыло относительно протяженное. Складка дискордантна структуре осадочного выполнения. Возможно, что в данном случае обнаружена часть крупной присдвиговой складки, аналоги которой широко распространены в раннемеловых толщах фундамента впадины [10]. Если это предположение верно, то можно предполагать, что образование связанной со сдвигами складки разделяло во времени образование параллельных слоистости чешуйчатых надвигов фундамента и образование надвиговых структур, обусловивших возникновение горстового поднятия на Ситинской площади и осуществлявшихся синхронно с накоплением нижних горизонтов осадочного выполнения.

Геодинамическая обстановка, предшествовавшая заложению впадины. Уже на ранних этапах геологического изучения региона было обращено внимание на то, что Среднеамурская впадина наследует простирая структур фундамента (см. рис. 1). Фундамент впадины образуют разновозрастные тектонические элементы. Крайняя юго-западная часть впадины покоится на кристаллических (интрузивных и метаморфических) комплексах Буреинского массива, перекрытых прерывистым чехлом морских мелководных девонских, пермских и триасовых терригенных и меловых вулканогенных пород. Большая же часть впадины подстилается триасово-раннемеловыми отложениями, строение и геологическая история которых тесно связана с обсуждавшимися в предыдущих разделах особенностями структуры и историей ее становления.

Триасово-раннемеловые отложения представляют собой аккреционную призму раннемеловой Хингано-Охотской активной континентальной окраины [9—11]. Амурская сутура является юго-восточной границей аккреционной призмы и отделяет ее от более древнего средне-позднеюрского Самаркинского аккреционного комплекса или террейна. Аккреционная призма Хингано-Охотской активной континентальной окраины имеет отчетливую структурную и вещественную зональность. Ее северо-западная часть (хабаровский комплекс) представляет собой меланж, а юго-восточная (амурский комплекс) — пакет тектонических пластин и чешуй, сложенных турбидитами осадочного выполнения глубоководного желоба (рис. 9, А, Б). Складки и послонные надвиги в амурском комплексе, сформировавшиеся в процессе субдукции океанической литосферы, имеют ярко выраженную юго-восточную вергентность. Такие же направления тектонического транспорта свойственны синхронным им деформациям, сформировавшим меланж хабаровского комплекса. Субдукционные деформации осуществлялись в течение всего раннего мела.

Субдукционная история Самаркинского аккреционного комплекса охватывает среднюю и позднюю юру [9, 20]. В конце юры — начале раннего мела она завершилась коллизией Алюйского микроконтинен-

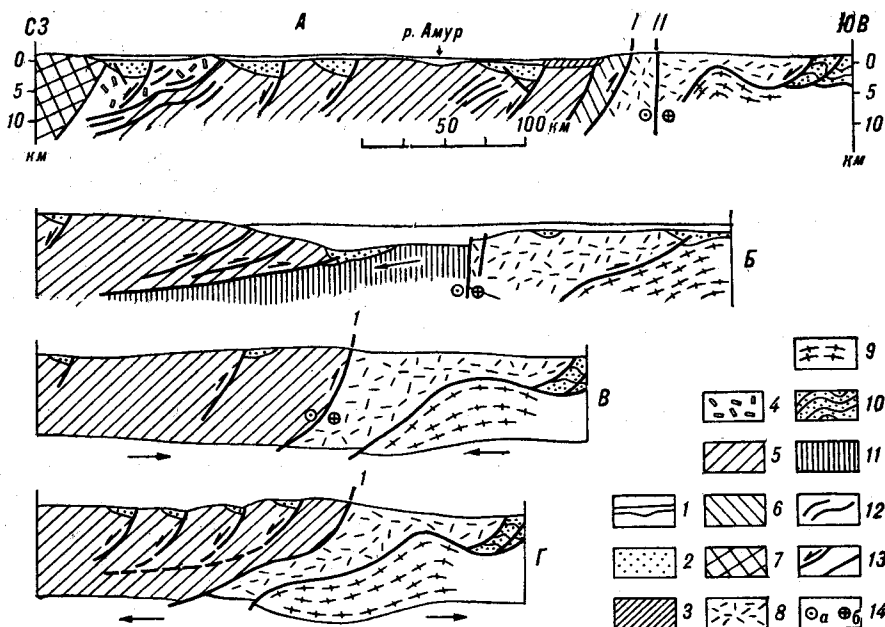


Рис. 9. Схематизированный геологический разрез (А) и предполагаемая модель формирования (Б — Г) Среднеамурской впадины.

Г — Амурская сутура, П — Центрально-Сихотэ-Алинский левый сдвиг. Б — ранний мел, этап субдукции океанической литосферы и образование аккреционной призмы Хингано-Охотской активной окраины. Самаркинский и другие террейны Центрального и Южного Сихотэ-Алиня показаны на рисунке условно. В действительности предполагается, что эти террейны до коллизии с Хингано-Охотской окраиной перемещались вдоль восточной окраины Азии по трансформальному разлому, а процесс коллизии представлял собой трансформацию зоны субдукции в зону сдвиговых смещений, осуществлявшихся в условиях сжатия. В — начало позднего мела, коллизия Самаркинского террейна, заложение Среднеамурской впадины и образование нижних горизонтов осадочного выполнения перед фронтом надвигов. Г — неоген-четвертичное время, асимметричное растяжение, обусловленное изостатическим выравниванием участка земной коры с повышенной мощностью, образовавшейся в зоне коллизии.

1 — четвертичные отложения, 2 — осадочное выполнение Среднеамурской впадины и других бассейнов седиментации, 3 — неоген-четвертичные базальты, 4 — хабаровский комплекс, 5 — амурский комплекс, 6 — киселевско-манюминский комплекс, 7 — Баджальская аккреционная складчатая система, 8 — Самаркинский террейн, 9 — анюйский микроконтинент, 10 — нижнелюловые турбидиты Восточного Сихотэ-Алиня, 11 — океаническая литосфера, 12 — отражающие границы в фундаменте (см. А), 13 — разломы, 14 — смещения крыльев сдвигов: а — против направления взгляда, б — по направлению взгляда.

та [13], и в дальнейшем Самаркинский террейн, структурно связанный с другими террейнами Центрального и Южного Сихотэ-Алиня, транслировался по левосторонним сдвигам вдоль восточной окраины Азии.

Конец раннего — начало позднего мела — время коллизии этих террейнов с аккреционной призмой Хингано-Охотской активной континентальной окраины. Их столкновение осуществлялось под острым углом, и в результате амурский и хабаровский комплексы претерпели интенсивные левосторонние сдвиговые деформации. На ранних этапах сдвиговые смещения осуществлялись вдоль плоскостных структурных элементов, созданных в ходе седиментации и субдукционных деформаций. Равномерное распределение зон вязких разломов, повсеместный будинаж свидетельствуют о том, что деформация была однородной и охватывала весь или большую часть объема аккреционной призмы Хингано-Охотской активной окраины. На поздних этапах все ранее созданные планарные структуры оказались вовлеченными в крупные складки с крутыми шарнирами, которые, по-видимому, приурочены к крыльям дискретно распространенных левых сдвигов северо-восточного простирания, косо секущих ранние структуры.

История и тектонические режимы, ответственные за структурообразование во впадине. Особенности структуры фундамента, установленные в ходе сейсмических исследований, хорошо коррелируются с особенностями структуры хабаровского и амурского комплексов, выявленными геологическими методами исследований (см. рис. 9, А). Наклоненные

в северо-западном направлении отражающие границы, дуплексовые и складчатые структуры, по-видимому, соответствуют чешуйчато-надвиговым структурам, созданным в раннемеловое время процессом субдукции под Хингано-Охотскую активную окраину (см. рис. 9, *Б*). Крупная складка, образованная этими отражающими границами на Оборской площади, возможно, является аналогом крупных складок с крутыми шарнирами, возникших в аккреционной призме в ходе сдвиговых деформаций, вызванных коллизией в конце раннего — начале позднего мела.

Отчетливо выраженные несогласия между фундаментом и осадочным выполнением, казалось бы, свидетельствуют о резких изменениях тектонических режимов. Однако детали строения осадочного выполнения свидетельствуют об унаследованности характера тектонических движений.

Выше уже отмечались признаки, свидетельствующие о том, что нижние горизонты осадочного выполнения местами вовлечены в деформации. К этим признакам относятся «ступенчатые» увеличения мощности осадочного выполнения, установленные на ряде профилей Оборской площади (см., например, рис. 8), резкие различия мощностей над горстовым поднятием и понижениями фундамента на Ситинской площади, отсутствие каких-либо сейсмофацциальных изменений в осадочном выполнении вблизи этого поднятия. Надвиговые структуры, обсуждавшиеся при характеристике внутренней структуры поднятия на Ситинской площади, имеют ключевое значение для определения тектонического режима на ранней стадии образования впадины. Впадина, по крайней мере в юго-восточной части, заложилась в зоне сжатия, и первые горизонты осадочного выполнения формировались перед фронтом надвигов (см. рис. 9, *В*). Со временем они вовлекались в деформации и в итоге местами оказались на временных разрезах неотличимыми от складчатого фундамента.

Горстовое поднятие Ситинской площади в действительности, скорее всего, является реликтом фронта надвиговых пластин, перед которым сохранилась наиболее погруженная и структурно ненарушенная часть Среднеамурской впадины. Границы этого фронта в дальнейшем были видоизменены более молодыми деформациями, связанными с процессами растяжения.

Примером вовлеченных в надвиговые деформации отложений впадины является верхнемеловая толща, вскрытая скв. Волочаевская-1. По условиям седиментации и степени вторичных преобразований она коренным образом отличается от раннемеловых отложений, но, имея по этим признакам много общего с кайнозойскими отложениями, она резко отличается от последних крутыми углами падения, наличием многочисленных зеркал и штрихов скольжения.

На левобережье р. Амур признаков структур сжатия, синхронных образованию осадочного выполнения, не обнаружено.

Заключительный этап структурной эволюции впадины был обусловлен процессами растяжения (см. рис. 9, *Г*). Об этом свидетельствуют не только асимметричные грабены северо-восточного простирания, но и толеитовый и щелочно-базальтовый вулканизм, наиболее активно проявившийся в миоцен-четвертичное время в зоне, располагающейся вдоль юго-восточного борта впадины.

Примечательной особенностью структур растяжения в Среднеамурской впадине является их регионально устойчивый тип асимметрии — грабены имеют крутые, совпадающие с разломами юго-восточные борта и пологие северо-западные.

На правобережье р. Амур отсутствуют явные признаки того, что структуры растяжения в сколько-нибудь значимой мере контролировали осадконакопление, но на левобережье, как это уже отмечалось выше, подобный контроль можно предполагать. Соответственно не исключена вероятность омоложения структур растяжения в юго-восточном направ-

лении, хотя, конечно, этот очень важный для структурной эволюции аспект требует дополнительных исследований.

Односторонние грабены Среднеамурской впадины повсеместно ограничены литрическими сбросами, которые, как показывают данные, полученные на левобережье р. Амур, сливаются на глубине с рефлекторами, подчеркивающими надвиговые структуры. Резкой асимметричностью строения Среднеамурская впадина коренным образом отличается от классических рифтов. Хотя для надежных выводов о механизме процессов растяжения необходимо еще множество дополнительных данных, трудно удержаться от предположений, основанных на сопоставлениях с хорошо изученными регионами.

Так, например, провинция Бассейнов и Хребтов (запад США) также характеризуется кайнозойскими асимметричными структурами растяжения [25]. Литрические сбросы, ограничивающие односторонние грабены, сливаются на глубине в единую субгоризонтальную поверхность срыва, по которой осуществлялись смещения сбросового типа. Кайнозойские процессы растяжения начались после процессов мезозойского сжатия, результатом которых являлось создание мощного пакета надвиговых пластин и увеличение мощности земной коры за счет тектонического совмещения. Изостатическая нестабильность после снятия напряжений потребовала выравнивания мощности земной коры, наиболее приемлемым механизмом которого предполагается пластическое растяжение нижних горизонтов. На верхних структурных уровнях это растяжение проявилось хрупкими деформациями, а именно — образованием асимметричных грабенов.

Среднеамурская впадина располагается в висячем крыле Амурской сутуры. Несмотря на то, что коллизия Самаркинского и структурно связанных с ним террейнов Центрального и Южного Сихотэ-Алиня осуществлялась под острым углом к зоне субдукции Хингано-Охотской окраины, общая кинематика движений позволяет предполагать, что сдвиговые деформации, определяющие структурный стиль коллизии, осуществлялись в обстановке сжатия (см. рис. 9, В). Можно полагать, соответственно, что эта обстановка привела к увеличению мощности земной коры в зоне Амурской сутуры.

Плоскостные структурные элементы аккреционной призмы (хабаровский, амурский и киселевско-маноминский комплексы) Хингано-Охотской окраины имели северо-западное падение. После того, как в позднем мелу — палеогене тектоническая активность переместилась к зоне субдукции, располагавшейся восточнее Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, изостатическое выравнивание в зоне Амурской сутуры, осуществлявшееся за счет растяжения глубинных уровней земной коры, на поверхности проявилось хрупкими деформациями. Региональные наклоны ослабленных зон предопределили наклоны поверхностей, по которым осуществлялись сбросовые смещения, и закономерную асимметрию односторонних грабенов Среднеамурской впадины (см. рис. 9, Г).

Выводы. Осадочное выполнение Среднеамурской впадины представлено кайнозойскими и верхнемеловыми отложениями. В Кур-Урмийском грабене возможно присутствие и раннемеловых пород.

На большей части впадины складчатый фундамент сложен комплексами раннемеловой аккреционной призмы Хингано-Охотской активной континентальной окраины. Сейсмическими исследованиями установлены многочисленные признаки, свидетельствующие о чешуйчато-надвиговом строении этих комплексов.

Заложение впадины и ранние этапы ее развития обусловлены региональным сжатием, возникшим в зоне коллизии террейнов Центрального и Южного Сихотэ-Алиня с аккреционной призмой Хингано-Охотской окраины. Нижние горизонты осадочного выполнения впадины (верхний мел и, вероятно, нижняя часть кайнозоя) формировались перед фронтом надвигов и местами оказались вовлеченными в деформацию.

На поздних этапах развитие впадины происходило в обстановке растяжения. Образовалась система полуграбенов, характеризующихся устойчивой асимметрией. Грабены имеют крутые, ограниченные литрическими сбросами юго-восточные борта и пологие северо-западные. Выплаживаясь с глубиной, поверхности сбросов приспособляются к плоскостям, определяющим ранее сформированную чешуйчато-надвиговую структуру. Сбросовые смещения имели сдвиговую составляющую, структурообразующее влияние которой, судя по строению Переяславского грабена, весьма значительно.

Структуры растяжения Среднеамурской впадины резко отличаются от классических рифтов, характеризующихся симметричным строением. Образование их, вероятно, связано с процессами изостатического выравнивания, приуроченного к зоне коллизии участка, который обладал повышенной мощностью земной коры. Пластическое «расползание» в глубине на приповерхностных уровнях сопровождалось хрупкой деформацией, которая выразилась в одностороннем соскальзывании с поднятия блоков, ограниченных литрическими сбросами. Устойчивая асимметрия структур растяжения была предопределена ориентировкой ранее созданных структур аккреционной призмы, поверх которой располагается впадина.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бельтнев Е. В., Золотов М. Б. и др. Геотектонические структуры Хабаровского края и Амурской области, их развитие в мезозое и кайнозое // Мезозойский тектогенез.— Магадан, 1971.— С. 97—104.
2. Варнаевский В. Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины.— М.: Наука, 1971.
3. Варнаевский В. Г., Малышев Ю. Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 3.— С. 3—13.
4. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. Масштаб 1 : 2 500 000/Гл. ред. Л. И. Красный/ВСЕГЕИ.— Л., 1991.
5. Геология зоны БАМ, Т. I. Геологическое строение/Мингео СССР; Всесоюз. науч. исслед. геол. ин-т.— Л.: Недра, 1988.
6. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Часть 1. Геологическое описание.— М.: Недра, 1966.
7. Красный Л. И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали.— М.: Недра, 1980.
8. Кузьменко С. П. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Среднеамурской депрессии // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: Тез. докл. IV Дальневост. регион. межведомств. стратиграф. совнция.— Хабаровск, 1990.— С. 265—267.
9. Наталья Б. А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология.— 1991.— № 5.— С. 3—23.
10. Наталья Б. А., Алексеев С. Н. Тектоника фундамента Среднеамурской впадины/ИТиГ ДВО АН СССР.— Хабаровск, 1989.
11. Наталья Б. А., Борукаев Ч. Б. Мезозойская тектоника юга Дальнего Востока // Вестн. ДВО АН СССР.— 1990.— № 2.— С. 68—78.
12. Наталья Б. А., Зябрев С. В. Строение мезозойских толщ долины р. Амур: Путеводитель геологической экскурсии/ИТиГ ДВО АН СССР.— Хабаровск, 1989.
13. Наталья Б. А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеан. геология.— 1991.— № 6.— С. 3—25.
14. Полякова И. Д., Рязанова Т. А. Критерии нефтегазоносности бассейнов Восточного Китая // Там же.— 1991.— № 3.— С. 52—61.
15. Полякова И. Д., Наталья Б. А., Рязанова Т. А. Сравнительный анализ критериев нефтегазоносности Среднеамурской впадины и бассейнов Восточного Китая // Там же.— 1992.— № 5.— С. 89—94.
16. Решение Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР.— Владивосток, 1978.— Магадан, 1982.
17. Рязанова Т. А. Нефтегенерационный потенциал третичных отложений Среднеамурской впадины на примере Екатеринбургской площади // Методологические принципы прогноза, поисков и разведки нефти и газа: Тез. докл. науч.-техн. конф. молодых ученых и специалистов/ВНИГРИ.— М., 1990.— С. 138—139.
18. Сухов В. И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока.— М.: Недра, 1975.
19. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии.— М.: Наука, 1979.
20. Ханчук А. И., Голозубов В. В., Кемжи И. В., Пилченко И. В. Аккреционные комплексы и геодинамическая эволюция Сихотэ-Алинского региона // Тектоника,

энергетические и минеральные ресурсы северо-западной Пацифики: Тез.—Хабаровск, 1989.—С. 68—69.

21. *Шевелев Е. К.* К вопросу о возрасте вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений фундамента Среднеамурской впадины // Тихоокеан. геология.—1987.— № 3.—С. 13—16.
22. *Boyer S. E., Elliot D.* Thrust systems // Amer. Assoc. Petrol. Bull.—1982.—V. 66.—P. 1196—1230.
23. *Harding T. P.* Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion // Ibid.—1985.—V. 69.—P. 582—600.
24. *Harding T. P.* Identification of wrench faults using subsurface structural data: criteria and pitfalls // Ibid.—1990.—V. 74.—P. 1590—1609.
25. *Malavieille J.* Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northeastern Basin and Range // J. Struct. Geol.—1987.—V. 9, N 5/6.—P. 541—554.
26. *Suppe J.* Geometry and kinematics of fault-bend folding // Amer. J. Sci.—1983.—V. 283.—P. 684—721.
27. *Sylvester A. G.* Strike-slip fault // Bull. Geol. Soc. Amer.—1988.—V. 100.—P. 1666—1703.
28. *Wernicke B., Burchfiel B. C.* Modes of extensional tectonics // J. Struct. Geol.—1982.—V. 4, N 2.—P. 105—115.

ИТГ ДВО РАН
Дальневосточная геофизическая экспедиция
ПГО Востокгеология
Хабаровск

Поступила в редакцию
22 апреля 1992 г.

УДК 551.763(571.62)

Г. Н. Перозио, И. Д. Полякова, Т. А. Рязанова, Н. Е. Ушаков

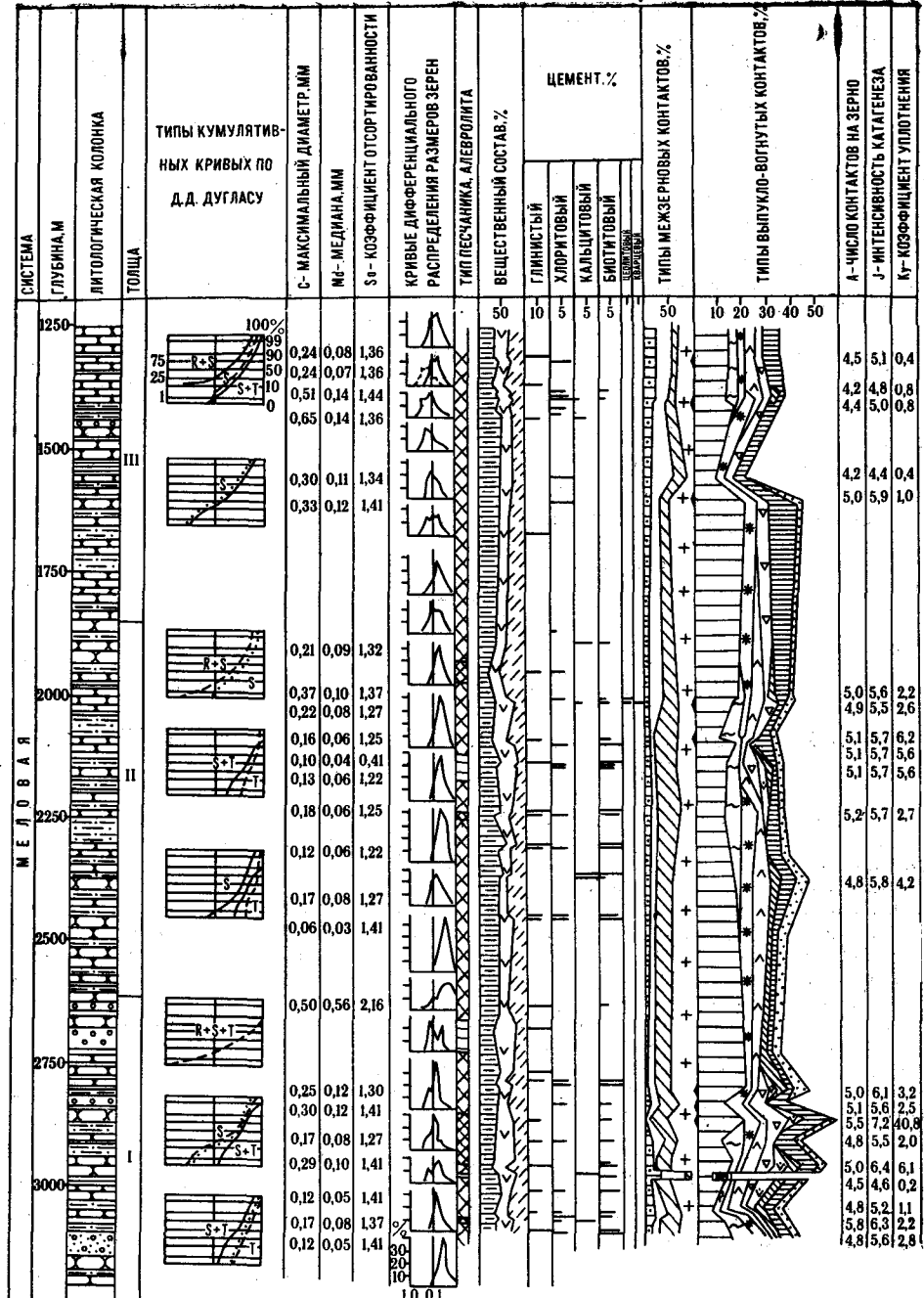
О КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВАХ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕАМУРСКОЙ ВПАДИНЫ

Отсутствие коллекторов в меловых породах, сформировавшихся на этапе образования Амурской сутуры и заложения Среднеамурской впадины, связано с влиянием сил горизонтального сжатия. Их воздействие на породы выразилось в формировании трещин, зеркал скольжения, минеральных жил, преобразовании минералов обломочного скелета и структуры породы, в изменении характера межзерновых контактов, неравномерной интенсивности катагенеза и уплотнения. Активная гидротермальная деятельность обусловила заполнение остаточных пор хлоритом и карбонатом. В результате меловые породы являются практически непроницаемыми. На границе между литологическими пачками отмечены локальные изменения физических свойств пород, вызванные повышенным для данных глубин уплотнением.

Исходя из общей геологической концепции строения и развития Среднеамурской впадины авторы делают вывод, что причины отсутствия коллекторов в меловых отложениях связаны с тектоническими процессами, которые могут носить региональный характер.

Геологический разрез Среднеамурской впадины слагают осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные толщи третичного и мелового возраста. В 50-х — 60-х гг., когда проводились поисково-разведочные работы на бурый уголь, были изучены горизонтально залегающие третичные отложения. Их детальная литологическая характеристика дана в монографии В. Г. Варнавского [1]. На новом этапе изучения Среднеамурской впадины ПГО Сахалингеология велись нефтегазопоисковые работы. В результате появился новый объект исследования — меловые породы, вскрытые при бурении на Екатеринославской и Волочаевской площадях Переяславского грабена. С временем накопления этих пород связывается начальная стадия становления Среднеамурской впадины.

Как показали исследования Б. А. Натальина и Ч. Б. Борукаева [3], решающую роль в формировании Амурской сутуры и заложении впадины играли процессы коллизии Хингано-Охотской активной окраины со структурами среднего и южного Сихотэ-Алиня. Впадина является составным осадочным бассейном. В позднем мелу он развивался как передовой прогиб, в кайнозой — как структура растяжения. В про-



- Литология, седиментационные и катагенетические преобразования меловых отложений (Воложаевская скв. 1).
- Литологическая колонка: 1 — конгломераты; 2 — песчаники и алевролиты крупнозернистые; 3 — алевролиты крупно-мелко- и мелкозернистые; 4 — аргиллиты. Типы кумулятивных кривых: 5 — русла потоков и рек, сильные морские течения; 6 — большинство песков разнофациальных типов; 7 — подветренные стороны дюн, банки, отмели, защищенные участки; 8 — прибрежные отложения, пески лизин, заливаемых приливами, внутренние моря; 9 — озера, заливы, спокойные места в низинах, природные береговые валы, глубоководные участки моря. Типы песчаника, алевролита: 10 — граувакковые аркозы; 11 — полевошпатово-кварцевые грау-

вакки; 12 — кварцево-полевшпатовые граувакки. Вещественный состав: 13 — кварц; 14 — полевые шпаты; 15 — обломки пород. Типы межзерновых контактов: 16 — точечные первичные; 17 — прямолинейные полные, неполные; 18 — выпукло-вогнутые; 19 — сутурные; 20 — механического приспособления, пластической деформации; 21 — слюя; 22 — аргиллитов, алевролитов; 23 — эффузивов; 24 — полевых шпатов; 25 — регенерации кварца; 26 — растворение кварца и полевых шпатов под давлением; 27 — катаклиз плагноклаза; 28 — выщелачивания.

межутке между двумя стадиями имели место сдвиговые перемещения, обусловившие чешуйчато-надвиговое строение осадочных комплексов, залегающих под чехлом кайнозойских осадков.

По геохимическим данным И. Д. Поляковой и др. [5], кайнозойские отложения, содержащие незрелое ОВ, продуцировали углеводородные продукты, жидкая составляющая которых еще не была способна к заметным перемещениям. Следы миграции из подстилающих толщ мела не были зафиксированы. Меловые отложения более интересны в нефтегазоносном отношении, поскольку в них относительно активно проявились процессы генерации и эмиграции УВ.

Фильтрационно-емкостные свойства пород осадочных комплексов не одинаковы. В кайнозойском встречаются пачки туфогенных песчаников, которые являются коллекторами порового типа хорошего качества. В меловом распространены преимущественно практически непроницаемые породы. При создавшихся благоприятных условиях к образованию и неблагоприятных к накоплению УВ в меловом комплексе естественно возникают вопросы: «Какие причины обусловили образование пород с негативными для аккумуляции УВ свойствами? Носят ли эти причины региональный или локальный характер?».

Чтобы ответить на эти вопросы, следует провести целенаправленное исследование отложений, условий их накопления и формирования. Кроме того, представляется важным провести сравнение меловых отложений из скважин с выходящими на поверхность породами фундамента, которые также датируются мелом. Отсутствие надежных более подробных палеонтологических реперов затрудняет установление взаимоотношений между отложениями из скважин и обнажений. Сравнение, устанавливающее литологическое сходство или различие, позволит уточнить условия заложения Среднеамурской впадины и спрогнозировать масштабы процессов, приведших к образованию практически непроницаемых отложений мела.

Меловые отложения наиболее полно представлены в Волочаевской скв. 1, где они изучены в интервале 1310—3200 м. Разрез сложен конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Разнообразные сочетания этих пород в разрезе (см. рисунок), а также изменение углов падения в их залегании на разных интервалах позволяют подразделить описываемые меловые отложения на три толщи (снизу вверх).

I. Нижняя песчано-конгломератовая толща (3200—2625 м) сложена пачками переслаивания конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов. Видимая мощность толщи 525 м. Залегание пород с углами падения 30—40°.

Конгломераты залегают в нижней и верхней части толщи в виде пачек мощностью 15—50 м. Внешне темно-серые, массивные, крепкие и реже среднесцементированные с песчано-глинистым цементом, включениями углистого детрита, слабо трещиноватые. Структура псаммопесфитовая. Состоят из обломков размером 2—7 мм, удлинённых до 12—16 мм. В их составе преобладают кремни, рассланцованные кремнистые аргиллиты, алевролиты, песчаники, брекчированные аргиллиты, диабазовые порфириды. Цемент алевролитово-песчаный или песчаный. Отмечено изменение формы обломков и структурных особенностей породы. Крупные обломки кремней вдавлены в обломки глинистых пород, которые пластически деформированы; обломки плотно примыкают друг к другу и иногда на контактах формируются стилолиты. Деформированы также обломки диабазовых порфиритов и биотита.

Песчаники образуют пачки мощностью 10—40 м. Макроскопически серые мелко- и тонкозернистые, часто переходящие в крупнозернистые

Состав песчаников и алевролитов

Компоненты, %	Граувакковые аркозы	Граувакки	
		полевошпатово-кварцевые	кварцево-полевошпатовые
Кварц	24,5—42,1	18,8—51,0	15,5—35,5
Полевые шпаты	34,3—51,0	16,1—33,7	26,4—45,6
Обломки пород	22,2—24,5	25,9—57,3	25,0—56,7

алевролиты, крепкие с тонкими прослойками алевролитов мелко-крупнозернистых и аргиллитов, с включениями углистого детрита, редкой гальки, слаботрещиноватые, с плоскостями скольжения. Структура алевропсаммитовая. По составу среди песчаников преобладают граувакки, реже граувакковые аркозы (см. таблицу, рисунок).

Среди обломков пород присутствуют глины, алевролиты, кремни, хлоритизированные диабазовые порфириды, кварцевые порфириды, спилиты. Из акцессорных минералов обычны сфен и эпидот. Цемент сложного состава: кое-где пленочный глинистый (3—4%), чаще пленочный или крустификационный хлоритовый (3—5%), разбухший (2—3%) или хлоритизированный биотитовый (2—3%), на глубине 2968—2974 м — пойкилитовый кальцитовый (0,7—2,0 мм, 20%).

Алевролиты серые и темно-серые мелко- и крупнозернистые, нередко песчаные и песчанистые, крепкие, с включениями углистого детрита, гравия, с плоскостями скольжения по напластованию. В шлифах обнаруживают псаммоалевритовую и алевроитовую структуру и тонкослоистую текстуру, подчеркнутую обугленным растительным детритом и слюдой. По составу близки песчаникам. Типы цементов такие же, лишь в мелкозернистых разностях преобладает поровый или базальный глинистый цемент от 10 до 40%; местами цемент послойно углистый (до 3—4%) в сочетании с глинистым (5%) и пойкилитовыми карбонатными (6—7%). Характерно также обилие биотита (до 19%), разбухшего, хлоритизированного, а в верхней части толщи — сидеритизированного (до 5%).

Крупно-мелко- и мелкозернистые алевролиты, образующие пачки тонкого переслаивания с аргиллитами, обычно темно-серые до черных, плотные, с послойными намывами углистого детрита.

Пачки конгломератов, песчаников и алевролитов переслаиваются с пачками аргиллитов мощностью от 5 до 20 м. Аргиллиты темно-серые до черных, крепкие, слаботрещиноватые. В шлифах обнаруживают алевро- и фитоалевропелитовую структуру и пятнистую или линзовидно-слоистую текстуру.

II. Средняя песчано-алевроитовая толща (2625—1860 м) представлена переслаиванием песчаников, разнообразных алевролитов и аргиллитов. Видимая мощность 765 м. Породы залегают наклонно с углами падения 30—60°.

Песчаники от светло- до темно-серых, местами зеленовато-серые, тонкозернистые, крепкие, слаботрещиноватые. Трещинки залечены кальцитом. Структура алевропсаммитовая, по составу песчаники соответствуют полевошпатово-кварцевой граувакке (см. таблицу, рисунок). В качестве цемента присутствуют пленочный хлорит (3—5%), поровый цеолит (3—5%), разбухший поровый биотит (2%) и послойно-обугленный растительный детрит (3—4%).

В рассматриваемой толще значительную роль играют алевролиты от мелко-крупнозернистых песчаных до крупно-мелкозернистых. Макроскопически это серые, темно-серые, иногда черные крепкие породы с намывами обугленного растительного детрита и слюды, с вкрапленностью пирита, слаботрещиноватые. По составу преобладают граувакки, редко граувакковые аркозы (см. таблицу, рисунок).

В качестве цемента отмечены разбухший (2,3—5,0%) и хлоритизированный (1,5%) биотит, пойкилитовый (0,5—0,7 мм) кальцит (от 1

до 10 %), а на глубине 2017 м — поровый цеолитовый (3—4 %) и кварцевый (5—6 %). Лишь в крупно-мелкозернистой разновидности иногда преобладает глинистый цемент (10—25 %), по трещинкам отмечен анализом.

Так же, как и в нижней толще, среди описываемых отложений отмечены пачки тонкого переслаивания алевролитов и аргиллитов.

III. Верхняя алевропесчаная толща (1860—1250 м) сложена преимущественно песчаниками и алевролитами, переслаивающимися с пачками аргиллитов и конгломератов. Видимая мощность толщи 610 м. Углы падения пластов 60—80°.

Песчаники серые средне-мелко- и мелкозернистые алевролитистые и алевролитовые, крепкие, с прослоями алевролитов, с намывами углистого детрита, слаботрещиноватые, по составу — граувакковые. Характерны два типа цемента: пленочно-поровый первично-глинистый (от 5 до 10 %) и вторичный крустификационно-поровый хлоритовый (от 8 до 12 %). В тонкой фракции помимо хлорита устанавливается значительное количество упорядоченного смектита и незначительное — гидрослюды.

Алевролиты мелко-крупнозернистые песчаные и песчанистые светло- и темно-серые, крепкие, с намывами углистого детрита и сырью пирита, слаботрещиноватые. По составу граувакковые (см. таблицу, рисунок) слюдястые. Цемент глинисто-хлоритовый пленочно-поровый (от 6 до 15 %), иногда ассоциирует с пойкилитовым карбонатом (до 5 %).

Аргиллиты темно-серые, крепкие, трещиноватые с прослойками и рассеянными включениями углистого детрита, алевролитистые и алевролитовые ленточно- или линзовидно-слоистые.

Для выяснения условий образования осадков использовались данные granulometрии: 1) типы кумулятивных кривых по методу [6]; 2) кривые дифференциального распределения размеров зерен; 3) генетическая диаграмма $C - M$ (максимальный диаметр — медиана) [8]; 4) динамогенетическая диаграмма $\alpha - \tau$ (асимметрия — эксцесс) [2].

В нижней толще выявлены кумулятивные кривые типов $R + S + T$, S , $S + T$ и T , которые по Д. Дугласу соответствуют следующим фаціальным обстановкам: 1 — пески разнофаціальных типов; 2 — подветренные стороны дюн, банки, отмели, намытые зыбью, защищенные участки; 3 — прибрежные пески низин, внутренние моря; 4 — озера, заливы, внутренние моря (см. рисунок).

Отмечено два типа кривых дифференциального распределения размеров зерен: двух- и одномодальные. Первые указывают на наличие двух источников сноса и наиболее часто встречаются в обстановках сильных речных и вдольбереговых течений [2], в то время как одномодальные свойственны более отсортированным осадкам прибрежных и озерных отложений.

Средняя толща содержит песчаники, которые характеризуются кумулятивной кривой типа $R + S$, алевролиты, соответственно, от S до T .

По сравнению с нижней толщей, для которой были описаны типы фаций от S до T , в средней толще появляется тип $R + S$, соответствующий руслам потоков и рек, сильным морским течениям, деятельности волн вблизи берегов, отмелей, утесов. В отличие от нижней толщи в средней преобладают одномодальные кривые дифференциального распределения размеров зерен, характерные для хорошо отсортированных отложений прирусловых валов, прибрежных и озерных отложений.

Таким образом, средняя толща отличается более тонкозернистыми осадками, среди которых доминируют фации озерных, мелководных морских и, меньше, русловых отложений.

В верхней толще песчаники средне-мелкозернистые характеризуются кумулятивной кривой типа $R + S$, тонкозернистые — кривой типа S и алевролиты — S и $S + T$, что соответствует следующим фаціальным обстановкам: русла потоков и рек, области сильных морских течений;

подветренные стороны дюн, банки, отмели; прибрежные отложения, иллы, внутренние моря, эстуарии.

Эти данные подтверждаются и кривыми дифференциального распределения размеров зерен: все песчаники имеют двух- и, реже, трехмодальные кривые, характерные для русловых отложений, в то время как алевролиты — одномодальные, обусловленные хорошей отсортированностью осадков всех остальных типов фаций.

Использование диаграммы $C-M$ [8] позволило установить: в нижней и верхней толщах — фации рек и направленных течений; в средней и верхней толщах — фации направленных течений в лагуне; в верхней толще — фации пляжа; во всех трех толщах — фации краевых частей шельфа.

С помощью диаграммы $\alpha-\tau$ [2] получена информация о формировании осадков в прибрежно-морских условиях (фации вдольбереговых течений, выхода волн на мелководье) и влиянии эоловых процессов при переработке речных осадков, особенно интенсивных в нижней толще.

При сопоставлении полученных разными методами данных однозначно выявляются фации побережья, включающие прибрежно-морские и речные отложения. Они подвергались эоловым процессам, что обусловило появление береговых валов и дюн (хорошо отсортированные осадки с одномодальной кривой дифференциального распределения размеров зерен).

Наряду с ними существовали, по-видимому, морские бассейны, о чем свидетельствуют фации краевых частей шельфа и более тонкие осадки спокойной воды (судя по диаграмме [8]). О наличии осадков морских бассейнов свидетельствуют и данные Т. В. Туренко, которой в аргиллитах и глинистых алевролитах обнаружены бентосные и агглютинированные фораминиферы. Кроме того, практически по всему разрезу встречены двусторонки — обитатели солоновато-водных водоемов.

Исследования вторичных преобразований в меловых отложениях проводились путем определения структурных изменений самих пород и соотношений скелетной части и порового пространства на основании изучения межзерновых контактов.

По данным [7], в неуплотненных среднезернистых песках наибольшая часть обломков (83 %) не имеет контактов и образует «плавающие» зерна. На небольших глубинах основными типами контактов являются точечные (Т) и неполные прямолинейные (Пн). Развитие полных прямолинейных (Пп), выпукло-вогнутых (Вв), сутурных (С) и отсутствие точечных и неполных прямолинейных контактов являются свидетельством ликвидации пор [4].

В рассматриваемом разрезе типы межзерновых контактов изучались в интервале 1310—3200 м. Как видно из рисунка, среди межзерновых контактов различаются типы Т, Пн, Пп, Вв и С. С увеличением глубины залегания пород соотношение между типами межзерновых контактов меняется. В интервале 1310—1555 м содержание контактов типов Т и Пн составляет 46,3—59,5 %. Однако уже на глубине 1607 м и вниз по разрезу их количество уменьшается с 30,7 до 15,1 % и среди межзерновых контактов преобладают типы Пп и Вв, составляющие в сумме от 55,9 до 97,6 (максимум) %.

Анализ выпукло-вогнутых контактов показывает, что их формирование обусловлено главным образом механическим приспособлением обломков друг к другу, пластическими деформациями и катаклазом. Контакты механического приспособления обломков друг к другу на глубинах 1310—1550 м составляют от 8 до 16,8 % и, глубже, до 21,1—24,8 %, существенно уменьшаясь в интервале 2825—3200 м.

Контакты за счет пластических деформаций слюд составляют 0,7—11,0 %, обломков глинистых пород 0,6—6,5 %, разнообразных слюдястых и кварцево-слюдястых сланцев 1,8—5,9 %, обломков эффузивов 0,6—6,7 %, полевых шпатов 1,3—10,8 %, кремней 0,59—2,0 % и алевролитов 1,3—1,4 %.

По всему разрезу прослеживаются контакты, образовавшиеся за счет катаклаза полевых шпатов (1,26—12,5 %) и, реже, кварца (0,6—4,2 %). Спорадически развиты контакты, обусловленные кварцевой регенерацией (1,3—7,2 %), а также растворением кварца и полевых шпатов под давлением (0,63—7,3 %).

Выявленная неравномерность преобразования пород в изученном разрезе может быть объяснена воздействием пликативных и дизъюнктивных тектонических процессов, которые проявились неодинаково и обусловили разнообразные деформации пластических обломков скелета и дробление полевых шпатов, реже кварца. В последнем случае удается наблюдать, что обломки раздроблены на мелкие осколки, которые сдвинуты, местами повернуты друг относительно друга и позже сцементированы хлоритом. Наиболее интенсивные преобразования отмечены на глубине 2864 м. Здесь изменены практически все обломки скелетной части породы, причем многие (особенно полевые шпаты) приобрели вогнутые очертания и вытянулись вследствие более значительного локального давления и последующего растяжения (вероятно, при сдвиге). По всему разрезу фиксируются трещины, зеркала скольжения и минеральные жилки.

О том, что первоначально породы испытали влияние гравитационного давления, может свидетельствовать прослой с карбонатным пойкилитовым цементом (глубина 2968—2974 м). В этом прослое типы межзерновых контактов резко отличны от таковых в контактирующих с ним выше- и нижележащих породах (см. рисунок). Здесь как бы «законсервированы» типы межзерновых контактов, характерные для породы, залегающей на небольшой глубине, и при погружении не изменявшиеся [4].

На основании приведенных данных представляется, что значительное воздействие на преобразование пород оказали процессы разломной тектоники. При этом наиболее интенсивные изменения происходили на контактах перемещающихся пластин и блоков, в то время как породы внутри пластин и блоков подвергались меньшим преобразованиям.

Дополнительные данные дает анализ числа контактов на зерно (A), интенсивности катагенеза (Y) и коэффициента уплотнения (K_v). Из рисунка видно, что распределение этих значений по разрезу образует две зоны с границей на глубине 1560 м. Так, в пределах глубин 1310—1560 м $A = 4,20—4,54$; $Y = 4,44—5,12$ и $K_v = 0,41—0,81$. Ниже 1560 м эти показатели увеличиваются, при этом необходимо отметить неравномерность такого увеличения: $A = 4,80—5,53$; $Y = 5,50—7,25$; $K_v = 1,13—6,24$, в единичном случае до 40,75. В прослое с карбонатным цементом $A = 4,5$; $Y = 4,61$; $K_v = 0,20$.

Полученные материалы резко отличаются от аналогичных параметров платформенных разрезов, особенностью которых является постепенное увеличение A , Y и K_v с глубиной. Так, для мелкозернистых песчаников мезозоя Западной Сибири [4] значения A ниже глубины 2200 м колеблются в пределах 4—5 контактов на зерно, Y более 5 наблюдается для глубины свыше 2500 м, в то время как значения K_v свыше 1 характеризуют глубины более 2000—2500 м. Приведенные параметры A , Y , K_v уже на глубине 1607 м превышают аналогичные значения, характеризующие глубокие (свыше 2000—2500 м) горизонты платформенных разрезов, что может быть обусловлено только влиянием дополнительного фактора, а именно тектонического.

Таким образом, типы межзерновых контактов свидетельствуют о значительном, но неравномерном уплотнении терригенных пород рассматриваемого разреза. И хотя среди контактов существуют точечные и неполные прямолинейные, сохраняющие остаточные поры, последние не свободны, а заняты катагенетическими новообразованиями, чаще всего хлоритом, реже — кварцем, карбонатом, цеолитом. Поэтому песчаники и алевролиты в качестве породы-коллектора для формирования нефтяных залежей неблагоприятны.

На Екатеринославской площади меловой разрез вскрыт двумя скважинами. В первой он представлен в основном вулканогенными образованиями, во второй — переслаиванием песчаников, алевролитов и глин, в той или иной мере обогащенных пирокластическим материалом.

В изученном интервале (695—1309 м) скв. 2 среди глинистых пород четко выявляются разности с преобладанием примеси осадочного алевролитового и пирокластического песчано-алевритового материала, в составе которого значительную долю составляют обломки полевых шпатов (лабрадор № 53), пироксена, хлоритизированных порфиритов, гранит-порфиров, спилитов (оплавленных), единичных обломков бурой шпинели, биотита, а также кремней.

Алевролиты мелко-крупнозернистые песчанистые полевошпатово-кварцевые, граувакки тонкостойные переслаиваются с глиной.

Песчаники средне-мелкозернистые кварцевые, граувакки имеют цемент пленочно-поровый, местами крустификационный глинистый (10—15 %); вокруг некоторых зерен видны цветки хлорита. Помимо них в порах наблюдается расщепленный бурый биотит.

Описываемые песчаники и алевролиты также не представляют интереса в качестве гранулярных коллекторов, поскольку у первых поры оказались полностью заполненными крустификационными новообразованиями хлорита, а у вторых — глиной.

Помимо скважин меловые отложения изучались в обнажениях, из которых была отобрана коллекция образцов, любезно предоставленная нам Б. А. Натальиным. Образцы из отложений нижнего мела — сеномана (амурский комплекс) отбирались из обнажений у следующих пунктов: Петропавловское озеро, поселки Вятское, Муха, Нерген, Ачан, Тейсин, Джуен.

В целом для отложений амурского комплекса характерны:

- чешуйчато-волоконистая структура глинистого вещества;
- инъекция жильного кварца в отложениях валанжина (Петропавловское озеро) и берриаса-валанжина (пос. Вятское);
- брекчированные породы со смещением блоков друг относительно друга, трещины заполнены перетертым глинистым материалом (поселки Вятское и Джуен).

По данным рентгеновского анализа, в глинистой фракции установлены особенности, характеризующие влияние давления на породы. В глинах с чешуйчато-волоконистой структурой содержатся гидрослюда диоктаэдрическая (преобладает), гидрослюда смешанослойная с содержанием около 10 % разбухающей фазы и дисперсный вермикулит. В глинистой брекчии определены гидрослюда диоктаэдрическая и дисперсный вермикулит. В алевролитах с линзочками глины и преобразованным до стадии апокатагенеза ОВ выявлены гидрослюда диоктаэдрическая и хлорит железисто-магнезиальный. Очевидно, что по мере исчезновения неустойчивых фаз (в начале смешанослойной, а затем и дисперсного вермикулита) сохраняются лишь устойчивые, претерпевшие механохимические реакции под воздействием дополнительного тектонического давления.

В обнажении у железнодорожного моста г. Хабаровска изучен хабаровский комплекс.

Эти отложения представлены катаклазированными и милонитизированными аргиллитами с включениями обломков размером от 0,1 до 2—5 мм, представленных сильно деформированными и трещиноватыми жильным кварцем и карбонатом, алевролитом мелкозернистым. В породах распространены гнезда алевролита, линзы песчано-алевритового материала и глин; послонные вертикальные, ветвящиеся жилки кварца разорваны и смещены.

Для всех пород из зоны меланжа характерно влияние давления, которое выражено в: 1) раздроблении заключенных в глине обломков; 2) формировании чешуйчато-волоконистой ориентированной структуры глины; 3) появлении трещин; скалывания, по которым идет переме-

гение блоков; 4) формировании линзовидной (очковой) текстуры; 5) заполнении трещин горизонтальных, секущих, ветвящихся кварцем, а в зоне разлома и пиритом.

В составе глинистой фракции милонитизированных аргиллитов установлены смешанослойная гидрослюда — монтмориллонит и железисто-магнезиальный хлорит. В глинистой фракции брекчированной и катаклазированной породы помимо уже указанных минералов содержится диоктаэдрическая гидрослюда. Смешанослойная гидрослюда в глинистой фракции не обнаружена. Это связано с тем, что отложения хабаровского комплекса в разной степени преобразованы под воздействием давления.

Судя по литологическим и минералогическим характеристикам, меловые отложения, вскрытые в скважинах Среднеамурской впадины, представляют собой самостоятельный комплекс, отличающийся по структурно-динамическим условиям формирования от описанных пород амурского и хабаровского комплексов, составляющих складчатое основание впадины. Тем не менее и меловые отложения из скважин испытали на себе влияние сил горизонтального сжатия, но не столь значительного, как породы фундамента.

Под воздействием дополнительного тектонического давления меловые отложения из скважин подверглись различным катагенетическим преобразованиям, что привело к их уплотнению и потере коллекторских свойств. Это нашло отражение в фильтрационно-емкостной характеристике пород, полученной при исследовании в соответствующей лаборатории ПГО Сахалингеология.

Как было показано ранее, в Волочаевской скв. 1 по литологическим признакам, условиям накопления и особенностям вторичных изменений выделены три пачки с разными углами падения. Сверху вниз по разрезу, от верхней пачки к нижней, общая тенденция к увеличению плотности, уменьшению пористости и проницаемости пород очевидна. В верхней пачке плотность песчаников варьирует в диапазоне $2,38-2,61 \text{ г/см}^3$, открытая пористость — $1,94-10,0 \%$, газопроницаемость — $0,01-4,04 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$; в средней пачке эти показатели соответственно равны $2,46-2,64 \text{ г/см}^3$, $2,2-8,0 \%$ и $0,01-0,02 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$; в нижней — $2,55-2,68 \text{ г/см}^3$, $0,04-4,3 \%$ и $0,007-0,03 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$. По всему разрезу сохраняется большая остаточная водонасыщенность, породы являются практически непроницаемыми. Только в верхней пачке встречаются отдельные прослой песчаников, которые можно отнести к коллекторам V класса. На границе между пачками отмечаются локальные изменения физических свойств пород, связанные с их повышенным для данных глубин уплотнением. Слабые фильтрационно-емкостные свойства распространяются и на песчаники, которые накопились при активном гидродинамическом режиме русловых потоков и прибрежных течений. Вследствие давления, испытанного уже литифицированной породой, уменьшалось поровое пространство. Остаточные поры заполнялись новообразованиями, возникшими в результате активной гидротермальной деятельности в Переяславском грабене.

Судя по общей геологической ситуации, строению и развитию впадины, причины подобных явлений могли носить региональный характер. Поэтому подобные негативные изменения в песчаниках возможны и в других глубоких грабенах Среднеамурской впадины, где меловые породы подверглись воздействию сил горизонтального сжатия и имеют многочисленные разрывы сплошности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варнавский В. Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины. — М.: Наука, 1971.
2. Методы палеогеографических реконструкций (при поисках нефти и газа). — Л.: Недра, 1984.

3. Натальин Б. А., Борукаев Ч. Б., Мезозойская тектоника юга Дальнего Востока // Вестник ДВО АН СССР.— 1990.— № 2.— С. 68—78.
4. Пероззо Г. Н., Предтеченская Е. А. Особенности преобразований обломочного скелета терригенных пород в эпигенезе // Литология и геохимия мезозойских отложений Сибири.— Новосибирск, 1972.— С. 73—78. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 149).
5. Полякова И. Д., Колганова М. М., Соболева Е. И. Геохимическая оценка нефтематеринского потенциала третичных отложений Екатеринбургской площади Среднеамериканской впадины // Тихоокеан. геология.— 1990.— № 5.— С. 112—115.
6. Doeglas D. J. Interpretation of the result of mechanical analyses // J. Sed. Petrol.— 1946.— V. 16, N 1.— P. 19—40.
7. Gaither A. A study of porosity and grain relationships in experimental sands // Ibid.— 1953.— V. 23.
8. Passaga R. Grain size representation by CM patterns a geological tool // J. Geol. Petrol.— 1964.— V. 34.— P. 830—847.

НПО Сибгео
Новосибирск

Поступила в редакцию
12 марта 1992 г.

УДК 550.84.092 + 551.433.022/571.661/

Г. П. Шипицын

О РУДОНОСНЫХ МОРФОСТРУКТУРАХ ПЕНЖИНСКОГО ПРОГИБА

(на примере Березовско-Налгимского поднятия)

С позиций геолого-геоморфологической конформности показана взаимосвязь геофизических и геохимических полей с вулканокорневой системой и ее морфоструктурой. Факторным анализом выявлены области эпигенеза различной интенсивности, максимумы которых отвечают рудно-россыпным площадям, контролируются внутренними конценрами систем МЦТ и положительными гравитационными аномалиями.

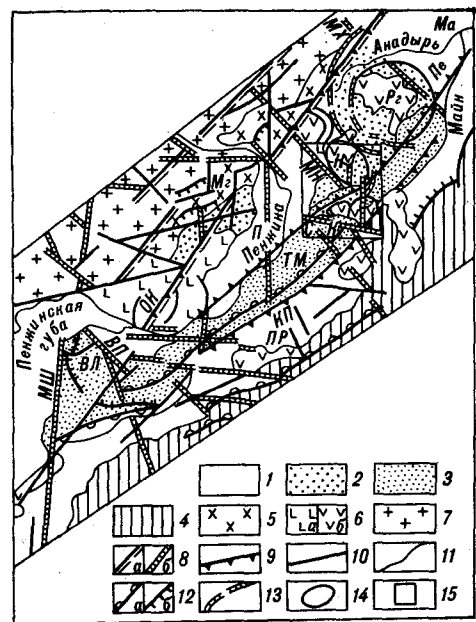
В последнее время в работах многих исследователей все шире проявляются тенденции к системному анализу геохимических данных и выявлению закономерностей строения геохимических полей различных иерархических уровней [6]. Особенно актуальны такие исследования в качестве опережающих крупномасштабные геолого-поисковые работы в малоизученных районах, каковым является Пенжинский прогиб, где составление ГГК-200 еще не завершено. Поэтому, несмотря на значительный объем морфоструктурных исследований в металлогенических целях, проведенных в северной части этой структуры и сопредельной территории [10, 12, 16—18], разработка критериев локального прогноза размещения рудно-россыпных площадей представляется недостаточно эффективной без привлечения геохимических данных.

Задачей настоящей статьи является установление геохимических особенностей конформного комплекса Березовско-Налгимской морфоструктуры [14], обусловленных ее положением в зоне растяжения. Методика геохимических исследований основана на опыте [27, 28] и включает автоматизированную обработку массива из 3000 геохимических проб, отобранных по потокам рассеяния масштаба 1 : 50 000 в междуречье Березовая-Навшапрандя, охватывающем юго-западное крыло и юго-восточное замыкание Березовско-Налгимского поднятия [14], и подвергнутых полному полуколичественному спектральному анализу.

Особенности истории развития Пенжинского прогиба. Пенжинский прогиб является пограничной структурой между Мургалским и Таловско-Майнским поднятиями, относящимися к Тайгоносско-Мургалской (раннемеловой) и Пенжинско-Анадырской (позднемеловой-палеогеновой) зонам разновозрастной консолидации соответственно [20]. Пенжинский грабен-прогиб [15] — часть Пенжинско-Анадырской зоны —

Рис. 1. Схема структурных элементов Пенжинской зоны (по Н. И. Филатовой и др. [20]).

1 — неоген-четвертичные впадины (П — Пенжинская, Ма — Марковская, Пр — Паропольская); 2—5 — зоны разновозрастной консолидации: 2, 3 — позднемерловая Пенжинско-Анадырская (2 — Пенжинский прогиб, 3 — Таловско-Майнская поднятия), 4 — позднемерловая-палеогеновая Коржакская, 5 — раннемерловая Тайгоносско-Мургалская; 6, 7 — окраинно-континентальные вулканогенные пояса: 6 — Камчатско-Коржакский (а — палеоцен-олигоценный, б — олигоцен-неогеновый ареалы); 7 — Охотско-Чукотский; 8—10 — разломы: 8 — мантийные на границах разновозрастной коры (а) и внутриблоковые (б), 9 — ограничивающие рифтогенные впадины (совмещается со знаком соответствующего разлома), 10 — прочие вертикальные; 11 — границы тектонических структур, не совпадающие с разломами; 12 — фронтальные части надвигов и шарьяжей (а — крупных, б — прочих); 13 — дуговые разломы кольцевых систем первого порядка; 14 — дуговые и кольцевые разломы структур второго порядка; 15 — участок детальных работ.



Крупнейшие структуры. Поднятия:

Мг — Мургалское, Вл — Валижгенское, Н — Березовско-Налгимское, Рг — Русскогорское; разломы: ОК — Орловско-Каменский, Пе — Пенжинский, КП — Кулюшко-Паропольский, МН — Мургалско-Налгимский, МХ — Майнско-Хатырский, СЛ — Словутинско-Куйвзреланский, МШ — Маметчинско-Шайбовемский; ТМ — Таловско-Майнская система надвигов.

протягивается более чем на 600 км от Пенжинской губы до низовьев р. Майн (рис. 1) и представляет собой рифтовый грабен, разделенный поднятиями на ряд межгорных неоген-четвертичных впадин. Крупнейшая из них — собственно Пенжинская — на западе и востоке ограничена уступами высотой 60—300 м, иногда цепочками отпрепарированных субвулканических интрузий, совпадающими с крайними линеаментами Орловско-Каменской и Пенжинской зон разломов [1, 20]. На северо-востоке впадина замыкается Березовско-Налгимским поднятием, входящим в систему Русскогорского блокораздела Пенжинской и Анадырской зон. Развитые здесь и вдоль впадины вулканические плато и массивы как толеитовых недифференцированных, так и дифференцированных известково-щелочных базальтоидов маастрихта — палеогена и палеогено — неогена [22] обнаруживают ее предрифтовый характер. Пенжинский прогиб выделяется повышенным магнитным полем. По данным МТЗ [7], выявившего опережные неоднородности прогиба, предполагается существование на глубинах 3—7, 10—15 км и глубже астенولينз, генерирующих магматические очаги. В поле силы тяжести отдельным выходам базальтоидов соответствуют положительные аномалии, крупнейшими из которых являются Налгимская и Словутинская.

Пенжинский прогиб (рифт), заложенный в волжско-берриасское время как составная часть Кони-Тайгоносской (Кони-Танюерской) двойной островной дуги [2], уже в ранне- и позднемерловых этапах развития характеризуется накоплением раннеорогенной молассы, которая фиксирует в нем возникновение ряда поперечных поднятий: Валижгенского — ранне-средний альб [13], по-видимому, Налгимского — альб — турон — и др. Кайнозойские позднеорогенные комплексы формируются в режиме зоны перикратонных опусканий [24], границы которой сложились в позднем кампане (ушканьинская свита [1]) — маастрихте — эоцене (марковская свита). Затем в палеогене (ичитемская — P_{1-2} , майнская — P_2 и манильская — P_{2-3} толщ [1, 26]) прогиб получает дальнейшее развитие в качестве северо-восточного фланга окраинно-континентальной Охотоморской (Удско-Пенжинской [8]) парарифтовой системы [2]. На палеогеновом этапе развития наряду с северо-восточными обновились ряд магматодводящих северо-западных и субширотных разломов, с которыми связаны проявления продуктов вулканической деятельности и соответственно наращивание водораздельных про-

странств рек Пенжина и Анадырь. Другой особенностью палеогенового этапа являются связанные с известково-щелочными сериями месторождения золотосеребряной и медно-порфировой формаций, сопровождаемые россыпями [9].

В морфотектоническом аспекте одним из главных результатов позднекайнозойского этапа развития рассматриваемой территории явилось прямое выражение в рельефе отпрепарированных древних структурно-литоморфных комплексов — эндо- и экзоморфоскульптур — морфоструктур центрального типа (МЦТ), тектонопедиментов [25] и др., картирование которых лежит в основе морфоструктурных исследований, проводившихся автором совместно с Л. Б. Афанасевой и О. Т. Ковалишиным.

Морфоструктурные особенности Березовско-Налгимского поднятия. Относительно возраста конформного комплекса рассматриваемой морфоструктуры нет единого мнения. Мы придерживаемся схем стратифицируемых и магматических комплексов севера Камчатской области, принятых С. Д. Шелудченко и др. [26] при составлении Гостеолкарты-50, и В. В. Лебедевым и др. (1986 г.), подготовившими к изданию Гостеолкарту-200 соседней к северу территории.

На схеме тектонических структур Северо-Востока России [20] Березовско-Налгимское поднятие является юго-западной составляющей блокораздела Пенжинской и Анадырской зон (см. рис. 1). Его конформный магматический комплекс принадлежит Словутненско-Автоваамской вулканической зоне Камчатско-Коряжского пояса [21] и генетически связан с Мургалыско-Налгимской поперечной системой разломов. В геофизических полях поднятие фиксируется интенсивной положительной гравитационной аномалией [15].

Наиболее древней является прибрежно-морская моласса альба — турона (кривореченская свита), развитая в северной части района. В ее составе наблюдаются горизонты грубообломочных конгломератов, характерной особенностью которых является гранитоидный состав окатышей и слабая, но стабильная (по разрезу) золотоносность (70—120 мг/т). Перекрывается толща угленосными песчаниками и алевролитами маастрихта — эоцена (марковская свита), базальтами, андезитобазальтами и дацитами эоцена — олигоцена (русскогорская свита).

Стратифицируемые породы прорваны олигоцен-миоценовыми субвулканическими и габбиссальными телами и дайками андезитов, дацитов, диорит-порфиритов, кварцевых диорит-порфиритов, подчиненно гранодиорит-порфиров, единично — габбро. Они слагают штоки, лавколитоподобные тела, дуговые и неполнокольцевые интрузии (рис. 2). Вмещающие породы вдоль контактов обнаруживают явления диапиризма и инъективных дислокаций [4]. В экзоконтактах некоторых интрузий развития минерализованная брекчия мощностью от долей до 20—50 м. Тела дацитов и кварцевых диорит-порфиритов являются центрами, от которых развиваются гидротермально измененные породы ряда пропилит — вторичный кварцит с золотым и медно-молибденовым оруденением. Пробырным анализом пиритов из кварцевых жил и метасоматитов установлено до 7,8 г/т золота.

Широко распространены дайки, нейки и эксплозии, образующие в осевой части Березовско-Налгимского поднятия так называемое Чокмавеевское дайковое поле.

Своеобразны эксплозивные сооружения, не связанные с жерловой фацией. Они представлены изометричными (первые сотни метров в поперечнике) и удлиненной формы телами, сложенными лавобрекчиями андезитового состава, реже туфами. Отличительной особенностью от обычных (наземных) является присутствие в их цементе большого количества (15—20 %) обломков кристаллов (0,5—2 мм) плагиоклаза, а также наличие глинки тревия по границам обломков, что является признаком их происхождения в закрытых камерах [5, 19]. Рудная минерализация представлена ильменитом, магнетитом, пиритом и халькопиритом (4—5 % в сумме); пробырным анализом установлено золото.

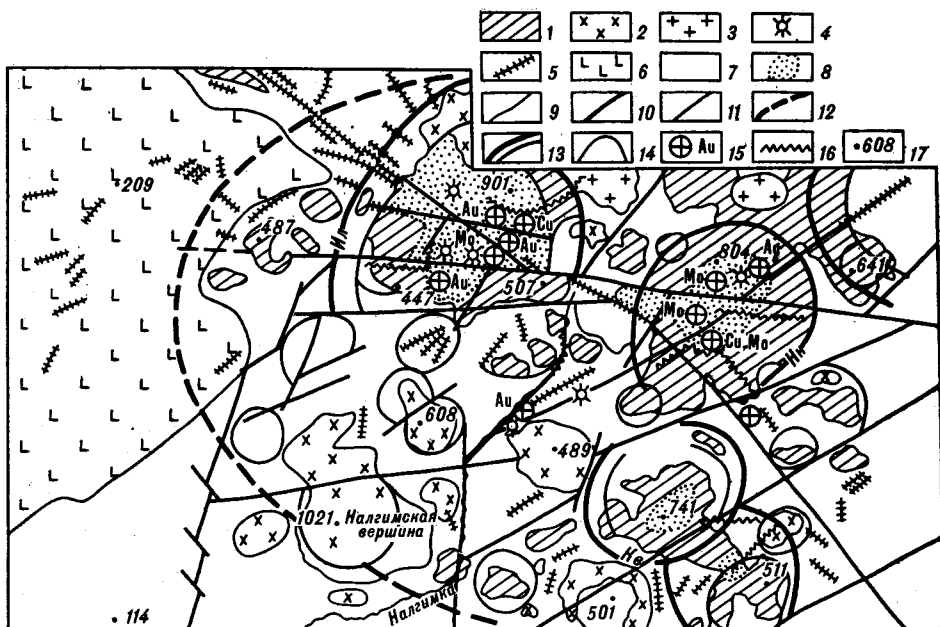


Рис. 2. Структурно-магматическая схема Налчичской вулканокорневой системы.

1—5 — олигоцен-неогеновый вулканокорневой комплекс: 1 — субвулканические и экструзивные дациты, андезиты, 2 — диорит-порфиры, кварцевые диорит-порфиры, 3 — гранодиорит-порфиры, 4 — нежки и эксплозивные сооружения, 5 — дайки базальт-риолитовой серии; 6 — эоцен-олигоценные покровы базальтов, андезитобазальтов; 7 — маастрихт-эоценовые терригенные отложения; 8 — гидротермально измененные породы; 9 — геологические границы; 10 — разрывы; 11—14 — элементы морфоструктуры по данным морфоструктурного анализа и дешифрирования АФС: 11 — линейные разнопорядковых форм рельефа, 12 — периферический разлом Налчичской МЦТ, 13 — дуговые и кольцевые линейменты, ограничивающие системы локальных МЦТ (Ил — Иллемвэемской, Нл — Навнанрандинской, Кв — Квэваниокатской), 14 — границы локальных купольных МЦТ; 15 — рудопроявления; 16 — россыпи; 17 — абсолютные отметки рельефа.

Примечательно, что вторичных изменений в породе не наблюдается, за исключением гипергенных превращений магнетита и ильменита в лимонит.

Осадочные и вулканические породы интродуцированы и метаморфизованы дайками осевого, среднего, реже кислого состава. Они располагаются среди полей гидротермальных образований, но, как справедливо отмечает В. В. Лебедев (1986 г.), последние не связаны с дайковой серией. Определенный интерес представляют рои известково-щелочных даек базитов и лампрофиров как индикаторов обстановок растяжения, раздвига [5, 24].

Вулканокорневая структура (в понимании Г. Ф. Яковлева [29]) рассматриваемого поднятия представлена так называемой Орловкинской сателлитной системой [20, 21], организуемой кольцевыми разломами. Наиболее крупной из структур центрального типа является Налчичская (20 × 30 км), которая состоит из ряда купольно-кольцевых и кольцевых структур размером 5—10 км, опирающихся на систему северо-западных, субширотных и северо-восточных разрывов и осложненных синвулканическими трещинами (см. рис. 2). Они в свою очередь организуют по концентрам или телескопируют фразтуры более элементарных ограничений (как правило, интрузий), образуя таким образом дискретный ряд 20—30, 7—11 км и менее [16]. В пределах системы выделяются несколько крупных купольно-кольцевых поднятий с ядрами интрузий: Иллемвэемское, Навнанрандинское и Квэваниокатская группа. Для них характерны, как отмечалось выше, брекчирование вдоль контактов, относительно крутые (30—45°) падения слоистых пород вблизи сводов и пологие (5—10°) у основания. Сопряжения между поднятиями представлены килевидными сложной формы погружениями, но чаще разломами. В целом по форме и строению Налчичское подня-

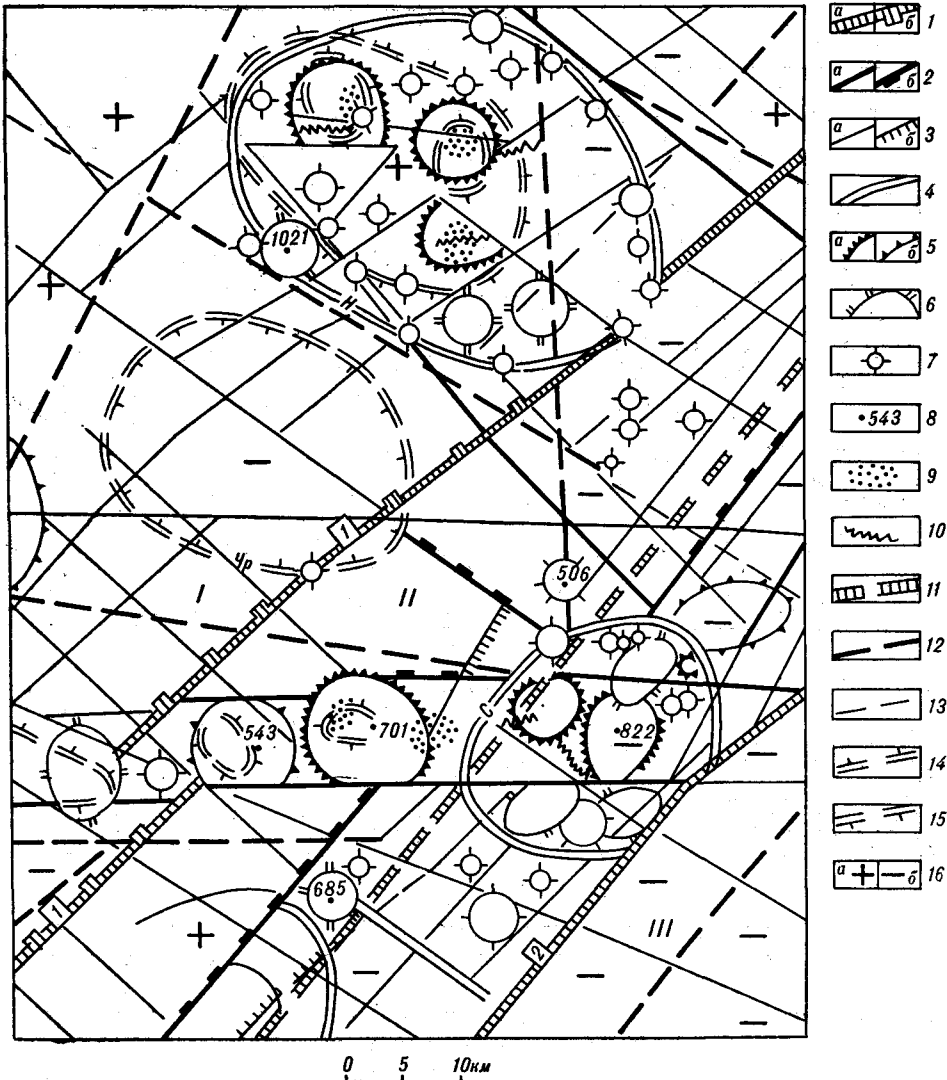


Рис. 3. Морфоструктурная схема Налчигских и Словетных гор (использованы материалы О. Н. Ольшанской и О. Т. Ковалишина).

Морфоструктурные зоны: 1 — границы морфоструктурных зон (а) и ступени рельефа вдоль них (б) (I — Пенжинская, II — Таловско-Майнская, III — Параспольская); 2 — границы блоков (а) и ступени рельефа вдоль них (б); 3 — границы блоков более низких порядков (а) и ступени рельефа вдоль них (б); 4 — дуговые и кольцевые линейменты, ограничивающие системы локальных морфоструктур (Н — Налчигской, С — Словетной); 5 — границы локальных купольных морфоструктур (а — сильно, б — средне расчлененных); 6 — границы отдельных диапиров, субвулканических куполообразных массивов; 7 — отдельные отщепленные штоки, лакколиты, взрывные сооружения; 8 — абсолютные высоты рельефа; 9 — полигидротермально измененных пород; 10 — россыпи; 11—16 — элементы глубинного строения морфоструктур по гравиметрическим данным: 11 — пограничные зоны аномалий первого порядка, выраженных ступенями, 12 — то же второго порядка, 13 — зоны аномалий низшего порядка; 14, 15 — круговые гравитационные ступени, определяющие границы структур центрального типа (14 — палеогеновых вулканоплутонических поднятий, 15 — мел-палеогеновых аматматических впадин (Чр — Чернореченской)), 16 — гравитационные аномалии: а — положительные, б — отрицательные. Главнейшие линейменты (цифры в квадратах): 1 — Пенжинский, 2 — Куюльско-Параспольский.

тие отвечает бивулканоструктуре [29] или вулканотектоническому валу (по Б. А. Фараджеву, 1971 г.).

В морфоструктурном плане рельефа это поднятие — обособленные геоморфологические ансамбли общего северо-западного направления, выделяющиеся по отношению к Пенжинскому кряжу и так называемому Березовскому педименту рядом аномалий: резким изменением высот, степенью расчлененности, плановой конфигурацией и ориентировкой орографических элементов. Ансамбли состоят из четырех горных массивов с фоновыми высотами 750—1000 м, разделенных широкими

(1—3 км) сквозными денудационными понижениями близдолготного и широтного направлений. Неглубоко (300—500 м) врезанная долинная сеть I—III порядка образует ярко выраженную радиально-центробежную систему, из которой субширотная вмещает большую часть промышленных россыпей.

Среднемасштабные геофизические исследования, проведенные О. Н. Ольшанской (1980 г.) в Налгимских и Словутных горах, показали их более сложное, чем при мелкомасштабных [15, 23], строение. В геофизических полях (рис. 3) хорошо выражены и продольные морфоструктурные зоны, и поперечные блоки внутри них. Гравитационные аномалии дифференцированы. Эпицентральной частью Налгимского блока, расположенного западнее Таловско-Майнского поднятия и отделенного от него гравитационной ступенью, представляет собой овальной формы положительную аномалию, а его спутниковая система отвечает минимуму, вероятно, связанному со скрытыми интрузиями и погребенными участками поднятия, аналогично соседнему Словутненскому, обрамляющему противоположный борт Чернореченской впадины. Здесь, как видно на рис. 3, имеются блоки инверсионного строения, в которых максимумы современных высот водоразделов формируются на мощных телах интрузивно-субвулканических пород, сопровождающихся отрицательными значениями силы тяжести.

Геохимические конформные комплексы. Как уже отмечалось, основным опробованием была охвачена территория, включающая юго-западное крыло и юго-восточную периклиналь (Налгимская МЦТ) Березовско-Налгимского поднятия. На площади первого, где шлиховым опробованием в современной аллювии и древних россыпях выявлена достаточно широкая «зараженность» отложений золотом, геохимических аномалий последнего (при чувствительности спектрозолотометрического метода 2×10^{-3} г/т) не выявлено. Подобные несоответствия установлены А. Д. Ананченко и автором на других площадях развития заведомо золотоносных конгломератов (мыс Валижген [11] и др.) и заслуживают отдельного анализа, выходящего за рамки настоящего сообщения. Однако один факт, установленный с помощью ЭВМ, который необходимо учитывать при подобного рода поиске, следует отметить: золото древних россыпей не имеет корреляционных связей ни с одним из элементов.

Обработка анализов осуществлялась на ЕС-1022 в рамках системной программы КАМР директивой «КАРТА МП» (Институт геохимии

Геохимические ассоциации

Класс	Группы классов	Элемент/Коэффициент концентрации
1	Фон	Au/1,3 As/1,0 Pb/0,7 Sn/0,7 V/0,9 Mn/1,2 Ga/1,3 Cr/0,9 Ge/0,9 Bi/1,0 Mo/0,8 Li/0,5 Cu/0,5 Ag/0,8 Zn/0,8 Co/1,0 Ni/0,6
2	Au — Ag	Au/20,0 Ag/12,5 Mo/12 Cu/8,0 (As/6,0 Ga/5,3 Sn/3,3 Pb/3,1 Bi/3,0)
3		Au/19,8 Ag/15,3 Cu/14,3 Mo/10,0 (Pb/3,4 Bi/3,1 As/3,0 Sn/2,7 Zn/2,1)
4		Au/5,3 Ag/1,4 Mo/1,3
5	Ag — Cu — Mo	Ag/75,0 Cu/40,0 Mo/9,5 Pb/5,3 (Ga/2,3 As/2,0 Bi/2,0 Ni/2,0)
6		Ag/38,3—18,4 Cu/14,2—4,6 Mo/11,3—5,4 Au/10,6— 5,4 Pb/3,8—3,3 (As/2,7—2,0 Bi/2,6—2,3 Sn/2,1)
7		Ag/8,6—3,2 Mo/5,8—3,1 Cu/3,9—2,1 Pb/2,5—2,0 (Au/5,8—2,0 As/2,4—2,2 Bi/2,3—2,2 Sn/1,9)
8		Ag/2,3 Bi/1,9
9	Низкоконт- растные	Mo/3,6—2,4 (Bi/2,1—1,9 Cr/2,3 Ag/2,1 As/1,9)
10		Bi/2,0 (As/2,0)
11		Mn/3,6—1,8
12		Cr/3,6

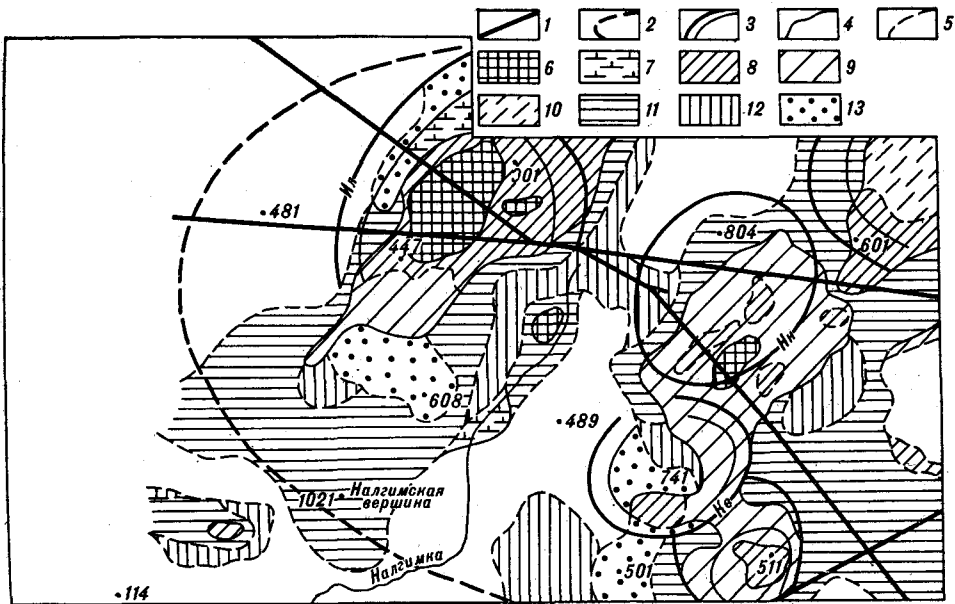


Рис. 4. Структурно-геохимическая схема Налгимской вулканокорневой системы.

1 — разрывы; 2 — периферический разлом Налгимской МЦТ; 3 — дуговые и кольцевые линейменты, ограничивающие системы локальных МЦТ (Ил — Иллемвзёмской, Нн — Наванрандинской, Кэ — Кэваниокатской); 4, 5 — границы геохимических ассоциаций (4) и их групп (5); 6—13 — геохимические ассоциации: 6, 7 — серебрянозолотая (6 — интенсивного эпигенеза, 7 — умеренно интенсивного); 8—10 — молибден-медно-серебряная (8 — интенсивного эпигенеза, 9 — умеренно интенсивного эпигенеза, 10 — слабого эпигенеза), 11—13 — область рассеянной минерализации (11 — молибденовой, 12 — мышьяково-висмутовой, 13 — марганцевой); чистое поле — геохимический фон.

СО РАН). В результате ее массив разбит на 12 классов — геохимических ассоциаций, в которых кроме фонового класса выделены 3 группы классов типоморфного комплекса 17-ти элементов определенной специфики (см. таблицу). По этим данным составлена модель (рис. 4) геохимического поля Налгимской МЦТ, отражающая общую плановую конфигурацию и области эпигенеза различной интенсивности оруденения, обусловленные совокупностью вещественных отражений гидротермально-метасоматических процессов и их структурной связи.

Как отмечено выше (а также [9, 17]), рудоносные образования распространены в пределах полей пропилитов и представлены кварцевыми, кварц-карбонатными жилами, жильными и штокверковыми зонами. Рудная минерализация представлена пиритом, галенитом, сфалеритом, молибденитом, халькопиритом, арсенопиритом и их гипергенными производными, в единичных случаях установлено самородное золото (комковатые, губчатые зерна размером 0,05—0,2 мм). Более подробно минералогические особенности оруденения рассмотрены в [10]. Характер рудной минерализации, геохимические ряды и их распределение имеют признаки типоморфных порфировых формаций [3]: золотосеребряной (Иллемвзёмская МЦТ), серебромедно-молибденовой (Иллемвзёмская и все остальные МЦТ), при медно-молибденовом отношении 1 : 120 и 1 : 90 соответственно названным МЦТ.

Факторным анализом установлено, что общая изменчивость геохимического поля Налгимской вулканокорневой системы обусловлена тремя группами классов (см. таблицу). Выявленный характер взаимосвязей между элементами-индикаторами оруденения позволяет выделить две ведущие ассоциации, определяющие строение геохимического поля: золотосеребряную и серебромолибден-медную. Построение карты ассоциаций геохимического поля велось путем проведения границ (изолиний) классов концентраций, нанесенных автоматизированно на план опробования.

Геохимическое поле Налгимской МЦТ, генерализованное указанным выше способом, представляет собой две четко обособленные зоны северо-восточного — субмеридионального направления, которые разграничены полосой фоновых содержаний элементов, совпадающей с долинными понижениями рельефа (см. рис. 2, 4). Ядерные части зон с максимальными концентрациями золота и серебра (Иллемвэемская МЦТ) или преимущественно серебра (Навнанрандинская и Кэваниокатская МЦТ) совпадают с площадями, на которых сосредоточено большинство известных рудопроявлений соответствующего металлогенического профиля, а также россыпей. Структурами, определяющими максимальные концентрации рудопроявлений золота и их ореолов рассеяния, являются внутренние концентры МЦТ второго и элементарного порядка, опирающиеся на узлы пересечения разрывов, а в их пределах — на поля полнопроявленных гидротермалитов — гранатсодержащих турмалиновых кварцитов. Градиенты концентраций серебромедно-молибденовой ассоциации направлены от центров МЦТ и сменяются на их периферии висмут-мышьяковой и, наконец, марганцевой ассоциациями низкоконтрастных классов. Им соответствуют либо центральные части пиритизированных кварц-хлоритовых пропицитов, либо внешняя зона жильно-прожилковой минерализации сульфидов меди, молибдена, свинца, сульфосей серебра и окислов марганца.

Рассмотрение деталей строения геохимического поля позволяет сделать ряд выводов.

1. Наиболее контрастное изменение геохимических градиентов наблюдается в средней части Налгимской МЦТ, где образуется «мертвая зона» концентраций (фон). Она соответствует выходам тел олигоцен-миоценовых гранодиорит-порфиров и ряду линеаментов, вблизи которых отсутствует оруденение. Образование такой зоны могло быть обусловлено скрытым характером разлома и длительной циркуляцией гидротермальных растворов при отсутствии геохимических барьеров. Но поскольку таковыми могут быть интрузии гранодиоритов, то напрашивается вывод о их послерудном возрасте. Эти выводы не противоречат данным В. К. Прейс и др. [10], а также В. В. Лебедева и др. (1986 г.).

2. Отсутствие контрастной мышьяк-висмутовой ассоциации в центральных частях структур (которая, по данным Ю. Н. Николаева и Ю. С. Литвиненко (1990 г.), занимает надрудный ореол золотосеребряных вулканогенных месторождений юга Корякского нагорья) может свидетельствовать о верхне-среднерудном срезе золотого оруденения. Так, геохимический показатель зональности Иллемвэемской МЦТ для золотого оруденения имеет значение $v = \frac{Ag \times Pb \times Zn}{Mo^2 \times Sn} = 5,4 \times 10^{-3}$

(для сравнения: этот показатель для среднерудного среза упомянутых месторождений равен $n \times 10^{-1} - 10^{-4}$), а для медно-молибденового — $v = \frac{Cu \times Mo}{Co \times V} = 39 \times 10^{-3}$.

Таким образом, совершенно очевидны перспективы внешних зон структур для поисков коренного оруденения, а также россыпей, в том числе на флангах, открытых в Орловскую и Чернореченскую впадины (см. рис. 3).

Опыт использования морфоструктурного анализа при прогнозно-металлогенических исследованиях в Корякском нагорье [10, 12, 16—18, 27, 28] показал необходимость строгого отбора критериев рудоконцентрирующих структур из всей гаммы их элементов. Важнейшими из них, по нашему мнению, являются конформные геофизические и геохимические комплексы, выявляемые факторным анализом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия): Объяснительная записка. Лист Р-58, 59-Каменское.— Л., 1985.
2. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Восток СССР. Т. 8.— Л.: Недра, 1985.

3. Константинов М. М. Многометалльные комплексные месторождения // Сов. геология.— 1986.— № 6.— С. 33—38.
4. Косыгин Ю. А. Тектоника.— М.: Недра, 1983.
5. Маракушев А. А. Петрогенезис.— М.: Недра, 1988.
6. Межеловский Н. В., Митяев А. Г., Пигулько В. М. Принципы развития рудогенных систем и стадийности геохимических работ // Теория и практика геохимических поисков в современных условиях. Тез. докл. к IV Всесоюзн. совещанию/ИМГРЭ.— М., 1988.
7. Мороз Ю. Ф. Глубинное строение юго-запада Пенжинско-Анадырской складчатой зоны по данным МТЗ // Геология и геофизика.— 1983.— № 11.— С. 89—94.
8. Песков Е. Г., Мигович И. М. Крайинно-континентальная рифтовая система на Северо-Востоке Азии // Там же.— 1980.— № 2.— С. 11—18.
9. Поздеев А. И. Позднепалеогеновый этап развития Корякского нагорья и ряда других районов Тихоокеанского пояса // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 4.— С. 49—57.
10. Преис В. К., Третьяков А. В., Милов А. П. Геолого-структурные и минерогенические особенности золотоносности одного из районов Пенжинско-Анадырской складчатой зоны // Колыма.— 1990.— № 3.— С. 5—9.
11. Резник Ю. М., Рожков Ю. П., Шипицын Г. П. О золотоносности конгломератов мыса Астрономического (Северное Приохотье) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 21.— Магадан, 1974.— С. 135—141.
12. Розенблюм И. С., Третьяков А. В. Морфоструктурные закономерности размещения россыпей в Пенжинско-Анадырской складчатой зоне // Морфотектонические системы центрального типа Сибири и Дальнего Востока.— М.: Наука, 1988.— С. 190—203.
13. Ротман В. К., Шелудченко С. Д. Кайнозойский вулканизм и геодинамика на границе переходной области и Северо-Восточной Азии // Вулканизм и связанные с ним процессы. Тез. докл. I Всесоюзн. совещания. Вып. 1.— Петропавловск-Камчатский, 1985.— С. 184—182.
14. Скуратовский С. П. Новые данные о геологическом строении бассейна рек Березовая и Осиновая // Материалы по геологии и полезным ископаемым Корякского нагорья.— Петропавловск-Камчатский, 1969.— С. 43—49.
15. Тарасенко Т. В., Лопатин Б. В., Демин Г. П. К вопросу о тектоническом районировании центральной и юго-западной части Корякского нагорья // Там же.— С. 65—76.
16. Третьяков А. В. Рудоносные структуры Пенжинского прогиба // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 2.— С. 47—50.
17. Третьяков А. В. Глубинное строение и динамика развития Орловской системы морфоструктур центрального типа (Пенжинско-Анадырская складчатая зона) // Морфоструктуры центрального типа Сибири и Дальнего Востока/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1988.— С. 35—39.
18. Третьяков А. В. Морфоструктуры и золотоносность Анадырско-Корякского региона: Автореф. канд. дис.— Владивосток, 1990.
19. Туговик Г. И. Эксплозии и рудный процесс.— М.: Недра, 1974.
20. Филагова Н. И., Егоров И. В., Деорянкин А. И. и др. Структуры континентальной и переходной земной коры на космических снимках.— М.: Недра, 1984.
21. Филагова Н. И. Периокеанические вулканогенные пояса.— М.: Недра, 1988.
22. Филагова Н. И., Дагис Л. А. Строение тыловой части Западнокамчатско-Корякского вулканического пояса (на примере Русскогорского ареала) // Тихоокеан. геология.— 1990.— № 2.— С. 23—32.
23. Филимонов Б. М., Попова О. Д., Редькина Г. А. и др. Глубинное строение Пепжино-Анадырской складчатой и Эвенской вулканических зон по гравиметрическим данным // Там же.— 1984.— № 5.— С. 99—105.
24. Хаин В. Е., Михайлов А. Е. Общая геотектоника.— М.: Недра, 1985.
25. Худяков Г. И., Кулаков А. П., Тащи С. М. и др. Морфоструктурные исследования. Теория и практика.— М.: Наука, 1985.
26. Шелудченко С. Д., Турчинович Ю. С. Магматические комплексы Севера Камчатской области // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и составление Гостеолкарты-50: Тез. докл. Третьего регион. петрограф. совещания по Северо-Востоку СССР.— Магадан, 1988.— С. 5.
27. Шипицын Г. П., Гимадеева Л. Ф. Связь геохимической зональности с морфоструктурами различных типов // Прикладная геоморфология и неотектоника на юге Восточной Сибири. Тез. докл./ИЗК СО АН СССР.— Иркутск, 1988.— С. 46—47.
28. Шипицын Г. П. Эволюция морфоструктур бассейна верхнего течения р. Вывенка (Корякское нагорье) // Тихоокеан. геология.— 1990.— № 2.— С. 47—52.
29. Яковлев Г. Ф. Вулканогенные структуры месторождений полезных ископаемых.— М.: Недра, 1984.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ ИНГИЛИЙСКОГО МАССИВА

Приведены новые данные по геологии Ингилийского щелочно-ультраосновного массива с карбонатитами, возрастным отношениям слагающих его пород. Кратко охарактеризован минералогический состав, петрохимические и геохимические особенности пород массива щелочных пикритов-ингилитов, пространственно и генетически связанных с породами Ингилийского массива. Изложены представления о процессе образования Ингилийского массива. Сделан вывод о формировании пород массива и ингилитов из разных порций единого щелочно-ультраосновного расплава.

Ингилийский массив ультраосновных щелочных пород и карбонатитов находится на восточной окраине Алданского щита, в пределах Майского платформенного прогиба. Массив расположен в центре одноименной купольной структуры, сложенной гнейсами и амфиболитами одолинской свиты.

Ингилийская купольная структура была открыта В. А. Ярмолюком в 1938 г. [12]. Собственно Ингилийский массив открыт в 1958 г. в результате поисково-съемочных работ, проводимых Алданской экспедицией ВАГТа [6]. В результате этих работ установлено, что в центре Ингилийской купольной структуры расположена интрузия ийолит-мельтейгитов, окруженная кольцом метасоматических существенно битовнитовых пород и кальцитовых карбонатитов первой генерации; также отмечены жилы и неправильной формы тела карбонатитов второй генерации и серия даек щелочных пород. По прямым геологическим данным был определен позднепротерозойский возраст интрузии, что затем подтвердилось и определениями абсолютного возраста.

В дальнейшем, в 1960 г., Алданской экспедицией ВАГТа (А. Н. Мильто, А. А. Ельянов) были проведены более детальные работы на Ингилийском массиве.

В результате этих работ были установлены возрастные взаимоотношения пород, слагающих массив, количественные соотношения и последовательность образования метасоматитов; установлены главные элементы внутреннего строения ийолит-мельтейгитов и метасоматитов; дана петрографическая характеристика пород и оценены перспективы их рудоносности.

Также в 1960 г. Ингилийский массив изучался сотрудниками ВСЕГЕИ Г. В. Ициксон и Б. И. Лови, которые установили главные генетические особенности процесса формирования метасоматических пород массива и локализации в нем оруденения.

Настоящая статья написана на основании сбора геологического материала в 1978, 1987 гг. с целью уточнения особенностей строения, формирования и взаимоотношений пород массива друг с другом и с близкими к нему пространственно и по времени образования проявлениями щелочных пикритов-ингилитов, детально охарактеризованных Ф. В. Каминым [7, 8].

Геология Ингилийского массива. В районе локализации Ингилийского массива на кристаллическом фундаменте, сложенном амфиболбиотитовыми, биотитовыми гнейсами и амфиболитами одолинской свиты батомгской серии нижнего протерозоя лежит платформенный чехол осадочных пород рифейского, вендского и кембрийского возрастов. Породы кристаллического фундамента обнажены в окрестностях Ингилийского массива, в пределах одноименной купольной структуры на площади около 100 км². Образование купольной структуры связано со становлением массива, интродуцированного и воздействовавшего на породы рамы. Эта купольная структура аналогична Кондерской структуре, об-

разование которой связано со становлением Кондерского массива [4]. Ингилийская же структура значительно более древняя и разрушенная. В районе этой структуры интенсивно проявлены дизъюнктивные нарушения, связанные с процессом ее становления. В ее окрестностях В. Р. Алексеевым и др.* выделяются кольцевые и радиальные разломы. Согласно данным этих исследований, кольцевые разломы представляют собой взбросы с падением от центра структуры к периферии. Они секутся радиальными разломами. Пласты рифейских осадочных пород, опоясывающие эту купольную структуру, вблизи ее имеют крутое падение от центра. С удалением углы их падения выполаживаются и на расстоянии 3—4 км лежат почти горизонтально. Вендские отложения в пределах купольной структуры лежат горизонтально. В их основании А. Н. Мильто и др. была отмечена галька, сложенная мейонит-амфибол-битовнитовыми породами, свидетельствующая о предвендском возрасте образования Ингилийского массива и одноименной структуры. Результаты определения абсолютного возраста пород массива U—Pb-методом также свидетельствуют о его позднерифейском, предвендском времени образования [5, 10].

В строении Ингилийского массива принимают участие породы трех интрузивных фаз и связанные с ними метасоматические образования. Ингилийский массив имеет концентрически зональное строение (рис. 1). Центральную часть составляет округлое в плане тело ийолитов, уртитов, диаметром около 3 км. Оно имеет зональное строение. Слагающие его породы разнозернистые. Гигантозернистые ийолиты образуют в центре серию крутопадающих жилообразных тел мощностью первые метры, в промежутках между которыми располагаются крупнозернистые ийолиты. Уртиты развиты незначительно. В краевых частях преобладают средне- и мелкозернистые разновидности ийолитов.

Минералогический состав ийолитов, уртитов прост. Они сложены тремя главными минералами — нефелином, клинопироксеном (салит-авгит), шорломитом. Порядок кристаллизации ийолитов, уртитов центральной части: нефелин — клинопироксен — шорломит. В породах краевых частей эти три минерала кристаллизуются практически одновременно. Кроме того, в ийолитах краевых частей порой в качестве породообразующих минералов появляются более поздние калиевый полевой шпат, амфибол типа арфведсонита, клинопироксен же представлен эгирин-авгитом. Такие породы по своему минералогическому составу отвечают малиньитам. Наличие последних в краевых частях опять же свидетельствует о зональном строении тела ийолитов, уртитов, что обусловлено разными условиями его становления.

В пределах этого тела содержатся неправильной формы блоки (ксенолиты) нефелиновых пироксенитов и мельтейгитов размером до нескольких десятков, сотен метров в поперечнике. Они распространены преимущественно на низких гипсометрических уровнях, в долине р. Ингили, пересекающей массив в субширотном направлении. В неизменном виде эти породы встречаются редко. Обычно они метасоматически переработаны и представлены амфибол-слюдяно-пироксеновыми, слюдяно-пироксеновыми породами с апатитом, цирконом, сфеном, магнетитом, кальцитом. В неизменном виде нефелиновые пироксениты и мельтейгиты — мелко-, среднезернистые породы с такситовой текстурой. Структура панидиоморфно-зернистая, реже сидеронитовая. Главными минералами этих пород являются клинопироксен (субкальциевый авгит) и нефелин, количественные соотношения которых и определяют название мельтейгит или нефелиновый пироксенит. Магнетит присутствует в количестве до 10 % объема породы. Второстепенные и акцессорные минералы: канкринит, кальцит, апатит, сфен, шорломит.

* См.: *Объяснительная записка к Государственной геологической карте м-ба 1 : 200 000. Л. 0-53-XVI.* — М., 1977.

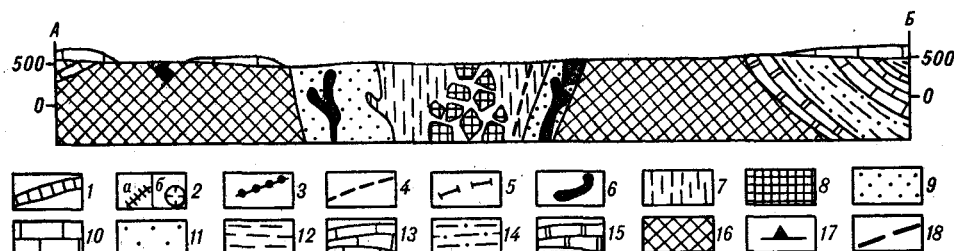


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Ингилийского массива. Составил Е. М. Шаденков на основе карты Н. Д. Зленко и личных наблюдений (1978, 1987).
 1 — дайки долеритов; 2 — щелочные покрывы-ингилиты (а — дайки, б — трубки); 3 — кальцитовые и доломит-кальцитовые карбонаты второй генерации; 4 — тингуаиты, щелочные, фельдшпатоидные сиениты, малинит-порфиры; 5 — ийолит-пегматиты; 6 — амфибол-слюдяные, слюдяные кальцитовые карбонаты первой генерации; 7 — ийолиты, уртиты, малиниты; 8 — мейонит-амфибол-битовнитовые породы; 9 — нефелиновые пироксениты, мсльтейгиты; 10 — доломиты юдомской свиты венда; 11 — алевролиты, песчаники кандакской свиты рифея; 12 — известняки, доломиты лахандинской свиты рифея; 13 — доломиты, известняки с прослоями кремнисто-железистых пород динандинской и малгинской свит рифея; 14 — аргиллиты, алевролиты, песчаники омнинской и эннинской свит рифея; 15 — доломиты, известняки, песчаники омахтинской и гонамской свит рифея; 16 — гнейсы и амфиболиты одолинской свиты нижнего протерозоя; 17 — полосчатость; 18 — разломы.

Измененные метасоматизированные апопироксенитовые, апомельтейгитовые породы сложены в основном клиношироксеном (диопсид), слюдой (биотит, железистый флогопит), амфиболом (гастингсит). В зависимости от количественных соотношений этих минералов выделяются амфибол-слюдяно-пироксеновые, амфибол-пироксеновые, слюдяно-пироксеновые, пироксен-слюдяные разновидности. Это обычно средне-, крупнозернистые породы такситовой текстуры из-за неравномерного распределения в них новообразованных слюды, амфибола. Также в метасоматитах в породообразующих количествах до 15–25 % объема часто

встречаются апатит, сфен, кальцит. Эти породы по минеральному составу полностью аналогичны апопироксенитовым метасоматитам Арбастахского массива [3].

Взаимоотношения апопироксенитовых и апомельтейгитовых метасоматитов с вмещающими их ийолитами, уртитам резкие, интрузивные. Ийолиты, уртиты подобными процессами метасоматоза не затронуты, что свидетельствует об их формировании уже позже образования апопироксенитовых и апомельтейгитовых метасоматитов.

Тело ийолитов, уртитов окружено кольцевой зоной метасоматических пород мощностью от 2 до 0,4 км. Внутренняя часть зоны сложена сочетанием мейонит-амфибол-битовнитовых пород и более поздних биотитовых, амфибол-биотитовых кальцитовых карбонатитов первой генерации. Эти разновидности значительно преобладают над всеми другими, которые постепенно сменяют указанные породы к внешним частям зоны и представлены амфибол-андезин-мариалитовыми, пироксен-нефелин-альбитовыми, пироксен-ортоклаз-альбитовыми породами и альбитизированными гнейсами, т. е. фенитами и фенитизированными гнейсами. Переход свидетельствует об образовании всего ореола алюмосиликатных метасоматитов по гнейсам. При этом метасоматиты внешних зон отвечают минимальной, а метасоматиты внутренней части — максимальной степени переработки гнейсового субстрата. Взаимоотношения мейонит-амфибол-битовнитовых пород внутренней части зоны с ийолитами свидетельствуют о более молодом возрасте ийолитов, которые образуют прожилки в метасоматитах и вызывают в них альбитизацию плагиоклаза и флогопитизацию амфибола. Мейонит-амфибол-битовнитовые породы обычно средне-, крупнозернистые, имеют полосчатую текстуру из-за неравномерного распределения в них ориентированных в определенном направлении скоплений зерен амфибола. Ориентировка эта подчинена кольцевому направлению и в общем конформна контакту с телом ийолитов, уртитов. Мейонит-амфибол-битовнитовые породы характеризуются обычно отчетливым идиоморфизмом плагиоклаза (An_{80-85})*, по отношению к которому амфибол, гадингсит и скаполит (Me_{75-82})** ксеноморфны (рис. 2).

Биотитовые и амфибол-биотитовые карбонатиты образуют среди мейонит-амфибол-битовнитовых пород живообразные тела мощностью от первых сантиметров до десятков метров при протяженности от первых метров до сотен метров. Также они находятся в виде зон карбонатизации и более мелких прожилков и жил среди апопироксенитовых метасоматитов. Карбонатиты — средне-, мелкозернистые породы, полосчатые. Осевые части карбонатитовых тел сложены преимущественно кальцитом, краевые обогащены амфиболом, биотитом. Второстепенные и аксессуарные минералы карбонатитов: альбит, нефелин, канкринит, анальцим, сфен, циркон, магнетит, широтин, флюорит, редко пироксенолор. Вокруг тел карбонатитов в мейонит-амфибол-битовнитовых породах наблюдается интенсивное развитие нефелина, канкринита, совместно с которыми появляются везувиан, трассуляр, редко корунд, шпинель, фиксирующие в своем составе высвобождающиеся при десиликации исходных пород Al, Fe, Mg (рис. 3). Подобные породы, обогащенные нефелином и канкринитом, представляют собой продукты передового фронта карбонатитообразования и предшествуют образованию карбонатитов [11].

Более молодыми по сравнению со всеми описанными породами массива являются породы щелочно-сиенитовой дайковой серии, представленные щелочными, канкринитовыми, канкринит-нефелиновыми, нефелиновыми сиенитами, а также тингуантами и малинбит-порфирами. Они образуют обильную серию даек, которые рассредоточены на обширной площади как среди пород массива, так и среди вмещающих гнейсов

* An_{80} — содержание анортита в плагиоклазе.

** Me_{78} — содержание мейонита в скаполите.

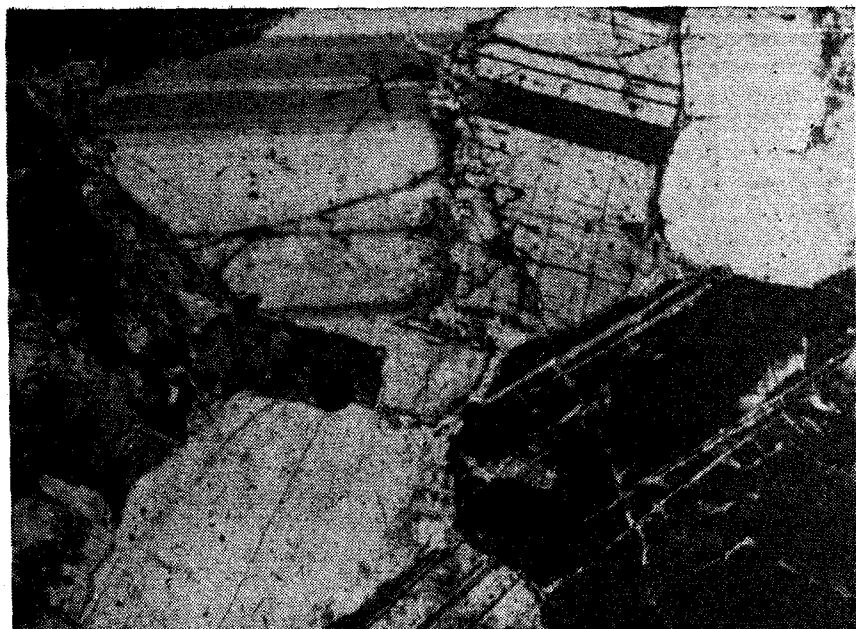


Рис. 2. Мейонит-амфибол-битовнитовая порода. Микрофото шлифа $\times 10$, с анализатором.

и рифейских осадочных пород. Среди даек выделяются радиальные и кольцевые. А. Н. Мильто, А. А. Ельяновым, Т. Б. Здорик описана следующая возрастная последовательность формирования дайковых пород: канкринитовые сиениты, малиньит-порфиры, тингуаиты. Размеры даек сильно варьируют. Их мощность колеблется от первых сантиметров до 10—15 м, протяженность достигает сотен метров. Дайки сиенитов, расположенные среди гнейсов, сопровождаются зонами фенитизаций, мощность которых соизмерима с мощностью даек. В участках сгущения



Рис. 3. Канкринитизированная мейонит-амфибол-битовнитовая порода. Прерывистый прожилок канкринита рассекает породу по диагонали. Микрофото шлифа $\times 10$, с анализатором.

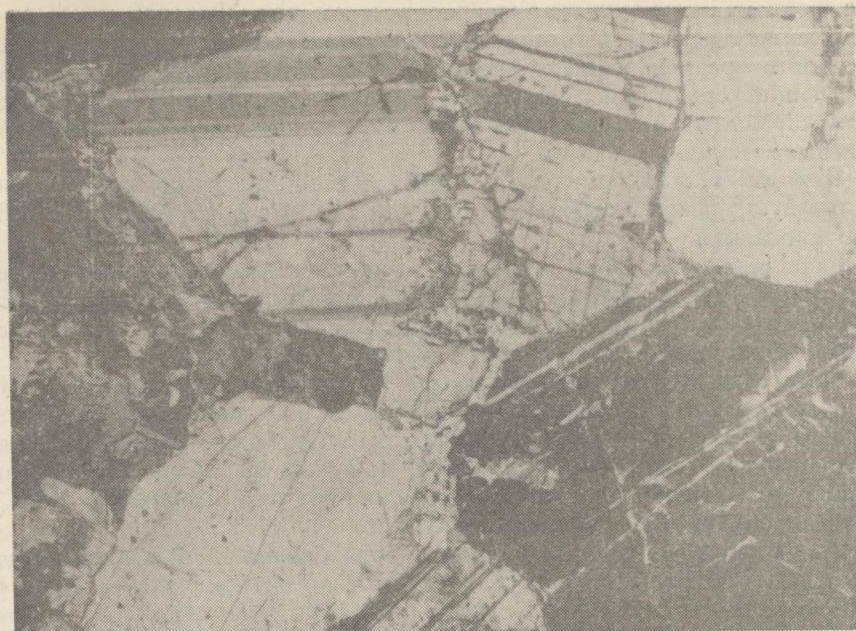


Рис. 2. Мейонит-амфибол-битовнитовая порода. Микрофото шлифа $\times 10$, с анализатором.

и рифейских осадочных пород. Среди даек выделяются радиальные и кольцевые. А. Н. Мильто, А. А. Ельяновым, Т. Б. Здорик описана следующая возрастная последовательность формирования дайковых пород: канкринитовые сиениты, малиннит-порфиры, тингуайты. Размеры даек сильно варьируют. Их мощность колеблется от первых сантиметров до 10—15 м, протяженность достигает сотен метров. Дайки сиенитов, расположенные среди гнейсов, сопровождаются зонами фенитизаций, мощность которых соизмерима с мощностью даек. В участках сгущения



Рис. 3. Канкринитизированная мейонит-амфибол-битовнитовая порода. Прерывистый прожилок канкринита рассекает породу по диагонали. Микрофото шлифа $\times 10$, с анализатором.

даек фениты имеют площадное распространение. Фениты сложены плагиоклазом (Ап₅₋₁₀), микроклином, эгирином, биотитом, амфиболом.

Дайки разнообразных сиенитов, малиньит-порфиров, тингуаитов, залегающие среди ийолит-уртитов, мейонит-амфибол-битовнитовых пород и карбонатитов, часто сопровождаются маломощными зонами флюоритизации, карбонатизации.

Породы, слагающие дайки, имеют тонко-, мелкозернистое строение, афанитовую, реже порфировидную структуру, текстура трахитоидная, реже массивная.

Разнообразные сиениты сложены переменными количествами нефелина, канкринита, кислого плагиоклаза (альбит, олигоклаз), ортоклаза. Темноцветные: эгирин, биотит, арфведсонит; акцессории: апатит, сфен, циркон, ортит, пироклор, флюорит, пирит, кальцит.

Тингуаиты и малиньит-порфиры — породы с порфировой структурой и тонкозернистой связующей массой. В них постоянно присутствует меланит. В малиньит-порфирах присутствуют также крупные перекристаллизованные выделения кальцита, похожие по своей морфологии на кальцит магматического генезиса и даек ийолитов Арбарастахского массива, описанных А. Г. Жабиным [4].

Наиболее поздними по времени образования в Ингилийском массиве являются кальцитовые и доломитовые карбонатиты второй генерации, которые секут породы щелочно-сиенитовой серии. Кальцитовые карбонатиты локализованы среди апопироксенитовых и апомельтейгитовых метасоматитов, ийолитов-уртитов, где они образуют гнездобразные неправильной формы и жилкообразные тела. По данным А. Н. Мильто, они также образуют жилкообразные и сложной формы тела среди гнейсов и рифейских осадочных пород. Размеры таких тел кальцитовых карбонатитов составляют до сотни метров в длину, при ширине в несколько десятков метров.

Кальцитовые карбонатиты второй генерации — средне-, крупнозернистые породы, в которых кальцит слагает 80—95 % объема породы. Кроме кальцита присутствуют диоксид, хондродит, оливин, флогопит. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, пироклором, галенитом, флюоритом, пиритом.

Доломитовые карбонатиты образуют мелкие жилы до 0,3 м мощностью, обычно мелкозернистые в краевых частях, крупно-, среднезернистые — в осевых. Они в основном состоят из кальцита (70—80 % объема породы) и доломита (до 20 % объема породы), так что правильнее называть их доломит-кальцитовые карбонатиты. Кроме карбонатов в них постоянно присутствует флогопит, преимущественно в краевых частях жил. Акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон, монацит, торит, ортит, пирротин, пирит, галенит, цеолиты.

С Ингилийским массивом пространственно, по времени и, видимо, генетически связаны проявления щелочных пикритов-ингилитов. Они образуют свыше десятка трубок (некков) и несколько десятков даек, которые локализованы в окрестностях массива на удалении до 30 км от него, прорывая рифейские осадочные породы и гнейсы одолинской свиты.

По структурно-текстурным особенностям ингилиты делятся на массивные, слагающие дайки, и брекчиевые, слагающие преимущественно трубки некки. Массивные ингилиты — тонко-, мелкозернистые породы с порфировой структурой. Вкрапленники представлены оливином, клинопироксеном, флогопитом. Связующая масса — оливин-флогопит-клинопироксеновая с переменным количеством кальцита. Также в ингилитах присутствуют титаномagnetит, пикроильменит, хромит, перовскит, апатит.

Брекчиевые ингилиты отличаются от массивных наличием обломков чуждых им пород — осадочных и метаморфических.

Прямыми геологическими наблюдениями нами установлен более поздний возраст ингилитов. Так, в пределах Ингилийского купола

Последовательность формирования пород Ингилийского массива и его окружения

Стадии магматизма	Магматические фазы	Метасоматиты	
		Эндоконтактовые	Экзоконтактовые
Ультрамафическая	Нефелиновые пироксениты, мельтейгиты		Фенитизированные гнейсы, фениты Мейонит-амфибол-битовнитовые метасоматиты
Ийолитовая	Ийолиты, уртиты, малиньиты	Апопироксенитовые и апомельтейгитовые амфибол-слюдяно-пироксеновые, слюдяно-пироксеновые метасоматиты Амфибол-биотитовые, биотитовые кальцитовые карбонатиты первой генерации	
Сиенитовая	Щелочные и фельдшпатоидные сиениты, тингуаниты, малиньит-порфиры	Кальцитовые и доломит-кальцитовые карбонатиты второй генерации	Фениты вокруг тел сиенитов
Щелочно-пикритовая	Щелочные пикриты (ингилигы)		

встречена дайка ингилитов, секущая фенитизированные гнейсы. Также в трубке «Сентябрьская» среди обломков осадочных пород чехла и кристаллических пород фундамента встречен обломок эпопироксенитовых метасоматитов, аналогичных таким же породам Ингилийского массива.

Возрастные взаимоотношения пород Ингилийского массива и ингилитов приведены в табл. 1.

Петрохимическая, геохимическая специализация и генетические особенности. Магматические породы Ингилийского массива характеризуются недосыщенностью кремнеземом, повышенным содержанием щелочей (при преобладании Na над K) и кальция (при резком его преобладании над магнием). Для них характерна относительная обогащенность железом (коэффициент фракционирования, железистости* равен 60—81) (табл. 2). Эволюция пород от нефелиновых пироксенитов до сиенитов сопровождается увеличением содержаний Al_2O_3 , SiO_2 , щелочей, уменьшением CaO, MgO, $\sum Fe$. Подобное изменение химизма пород Ингилийского массива полностью совпадает с химической эволюцией пород, отмечаемых в других массивах щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами [2].

Метасоматиты: амфибол-слюдяно-пироксеновые, слюдяно-пироксеновые апопироксенитовые, мейонит-амфибол-битовнитовые апотнейсовы, фениты, карбонатиты, так же, как и магматические породы, имеют ряд общих особенностей химизма. Все они обогащены CaO, щелочами, летучими, обеднены SiO_2 по сравнению с субстратом, по которому они развивались. Это отражает общую направленность метасоматических изменений, наблюдаемых в массивах щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами, а именно — десиликацию [7]. Геохимические особенности магматических и метасоматических пород массива сходны. Они обогащены P, Sr, Ba, Zr, Nb, Ce, La (табл. 3), что нашло отражение в появлении в породах минералов-концентраторов указанных элементов,

* Коэффициент фракционирования равен $100 - (FeO + Fe_2O_3) / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$.

Средние составы пород Ингильского массива и ингильтов, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	44,17	40,41	40,42	46,63	52,13	34,30	42,28	47,97	61,58	16,58	6,39	33,67	31,75
TiO ₂	1,37	2,13	1,46	1,44	0,39	2,32	0,35	0,75	0,18	0,78	0,24	1,80	5,74
Al ₂ O ₃	4,61	11,55	20,61	16,92	21,66	10,62	25,89	20,04	17,89	8,43	2,01	13,01	5,16
Fe ₂ O ₃	8,69	7,20	4,49	6,12	1,32	7,06	1,15	1,91	1,12	3,42	2,37	5,98	8,48
FeO	6,34	5,50	2,49	2,99	1,92	7,70	2,62	2,24	3,67	4,64	1,64	5,00	7,06
MnO	0,30	0,30	0,24	0,30	0,16	0,36	0,11	0,15	0,12	0,33	0,20	0,27	0,18
MgO	10,16	7,59	2,21	2,41	0,76	8,38	3,36	1,69	2,12	2,49	1,84	6,77	14,49
CaO	20,45	16,30	11,65	8,48	4,13	16,41	15,12	10,73	4,37	34,20	46,13	19,28	13,39
Na ₂ O	1,65	4,17	10,02	6,82	10,77	3,41	3,95	6,15	4,08	1,91	0,64	4,24	0,80
K ₂ O	0,51	1,78	2,71	5,37	1,97	2,46	0,90	2,14	2,21	1,23	0,87	1,77	1,50
P ₂ O ₅	1,42	1,26	0,65	1,05	0,14	3,00	0,11	—	—	1,82	0,39	1,61	0,60
П. п. п.	4,02	1,85	2,61	1,18	4,26	4,63	4,19	5,62	1,87	23,40	36,31	6,60	11,47
Σ	100,69	100,04	98,96	99,71	99,61	100,65	100,03	99,39	99,21	99,23	99,03	100,00	100,62
KФ	60	63	76	79	81	—	—	—	—	—	—	62	52
Kагп	0,71	0,76	0,94	1,01	0,92	—	—	—	—	—	—	0,68	0,57
n	3	7	16	2	11	11	8	2	3	8	3	—	24

Примечание. 1 — нефелиновые пироксениты; 2 — мельтейгиты; 3 — ийолиты; 4 — малыньиты; 5 — щелочные и фельдшпатовые сиениты; 6 — апотироксенитовые метасоматиты; 7 — межконт-амфибол-битовинные метасоматиты; 8 — фоныты; 9 — гнейсы; 10 — карбонатиты первой генерации; 11 — кальцитовые карбонатиты второй генерации; 12 — состав исходного расплава для Ингильского массива, рассчитанный с учетом площади распространения пород; 13 — средний состав ингильтов.

Геохимические особенности пород Ингилийского массива и ингилитов, г/т

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ba	340	275	850	1950	250	1570	750	300	990	640
Sr	1120	1250	2400	2220	930	8450	5900	750	2700	900
Zr	540	590	610	820	55	350	520	200	500	500
Nb	90	80	180	170	12	85	600	60	140	80
La	60	270	450	520	60	1000	1340	68	440	70
Ce	50	240	370	550	55	970	1490	200	400	Не отр.
Y	26	50	30	40	15	90	80	30	35	15
Cr	220	15	12	75	55	10	10	120	80	700
V	140	160	80	160	25	100	60	90	100	240
Ni	80	15	13	35	50	10	10	55	25	160
Co	34	10	7	30	13	8	5	20	20	60
Sc	10	5	5	20	4	5	5	12	10	20
Pb	5	5	14	5	7	20	90	6	8	5
Zn	200	60	60	180	30	40	140	100	90	300
Cu	130	50	18	60	35	45	120	60	50	40
n	6	16	10	20	15	16	4	8	95	40

Примечание. 1 — нефелиновые пироксениты; мельтейтиты; 2 — ийолиты, уртиты; 3 — щелочные и фельдшпатоидные сиениты; 4 — апопироксенитовые метасоматиты; 5 — мейонит-а-фибол-битовинитовые метасоматиты; 6 — карбонатиты первой генерации; 7 — кальцитовые карбонатиты второй генерации; 8 — гнейсы, 9 — Ингилийский массив в целом; 10 — ингилиты.

а также в повышенных их содержаниях в качестве изоморфной примеси в некоторых породообразующих и второстепенных минералах: Ba — в плагиоклазе, слюде; Sr — в амфиболе, апатите, кальците; Ce, La — в кальците, апатите; Nb — в сфене, цирконе; Zr — в шорломите.

Наблюдаемые закономерности изменения химического состава магматических пород получают удовлетворительное объяснение, если рассматривать их образование как результат кристаллизационного фракционирования исходного щелочно-ультраосновного расплава. При этом формирование нефелиновых пироксенитов связывается с фракционированием клинопироксена; ийолитов, уртитов — нефелина, клинопироксена; сиенитов — с фракционированием полевых шпатов, фельдшпатоидов.

Геологические наблюдения над взаимоотношениями внутри тела ийолитов, уртитов подтверждают действие этого механизма, когда более меланократовые разновидности ийолитов пересекаются более лейкократовыми ийолитами, уртитами.

Однако образование всех пород Ингилийского массива и их геохимических особенностей с помощью единого процесса кристаллизационного фракционирования исходного расплава невозможно. Так, необъяснимо с этой позиции появление карбонатитов. Резко контрастный состав карбонатитов по отношению к силикатным породам заставляет предполагать для их образования другой способ — ликвацию, и появление вследствие этого карбонатитового расплав-флюида. О его существовании, видимо, свидетельствует обнаружение в нефелиновых пироксенитах редких инъекционных жил кальцитовых карбонатитов мощностью до первых десятков сантиметров с текстурами течения (рис. 4).

При этом существенно кальцитовый материал, обтекая отдельные кристаллы клинопироксена, смещает их части относительно друг друга. Кроме кальцита в этих карбонатитах отмечается апатит (до 5 % объем породы). Наличие зон эгиринизации в клинопироксенах на границе с карбонатитом свидетельствует о наличии щелочей (Na) в карбонатитовом расплаве.

В заключение следует охарактеризовать петрохимические и геохимические особенности пространственно и генетически связанных с породами Ингилийского массива щелочных пикритов-ингилитов (см. табл. 2, 3). Особенности их химического состава те же, что и для пород Ингилийского массива. Это недосыщенность кремнеземом, высокое содер-

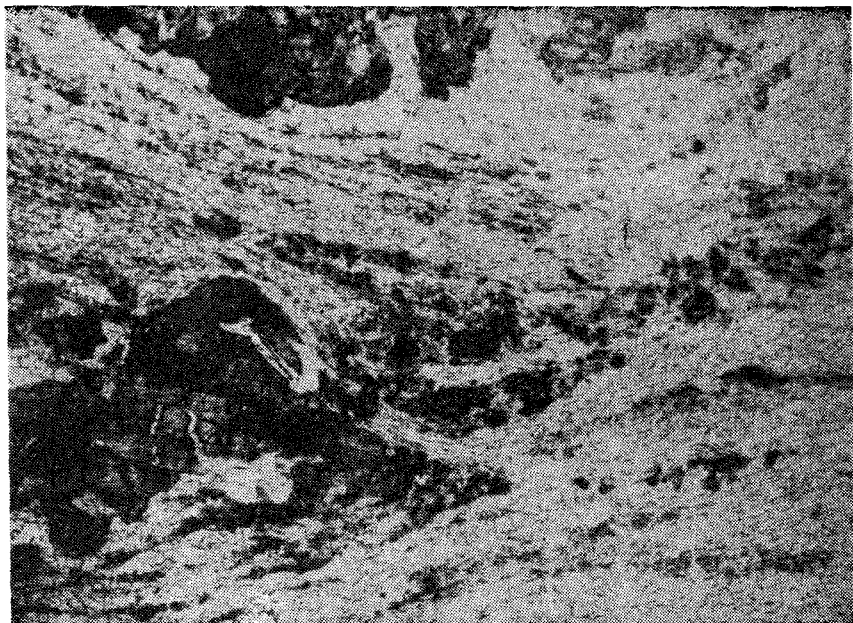


Рис. 4. Мелкозернистый кальциевый карбонатит с флюидальной текстурой рассекает нефелиновый пироксенит (темное). В центре видно растащенное зерно клинопироксена. Микрофото шлифа $\times 6$, без анализатора.

жание железа, кальция, магния, титана, летучих (особенно CO_2), повышенная щелочность. Однако в ингилитах, в отличие от пород Ингильского массива $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$; $\text{MgO} > \text{CaO}$, меньше содержание Al_2O_3 , относительная обогащенность железом ниже (коэффициент фракционирования — 46—58). Последнее свидетельствует о меньшей степени дифференцированности ингилитов. Преобладание MgO над CaO обусловлено наличием в ингилитах вкрапленников оливина, который сохранился в породе вследствие быстрого подъема к поверхности ингилитового расплава. Повышенное содержание Al_2O_3 и Na_2O в породах Ингильского массива по сравнению с ингилитами связано, видимо, с дифференциацией исходного для пород массива расплава в промежуточной камере. Содержание Al_2O_3 и Na_2O при этом могли возрасти как за счет фракционирования клинопироксена, а, возможно, и оливина, так и за счет привноса этих компонентов трансмагматическими флюидами. По содержанию Al_2O_3 , CaO , MgO ингилиты близки к нефелиновым пироксенитам, отличаясь меньшей щелочностью и меньшим содержанием SiO_2 .

По содержаниям V, Co, Ni, Cr, Ba, Sr, Nb, Zr, Ce, La ингилиты также сходны с нефелиновыми пироксенитами (см. табл. 3), а по содержаниям Ba, Sr, Nb, Zr, V сходны с породами массива в целом.

Все это, вместе с пространственной и временной близостью ингилитов и Ингильского массива, позволяет предположить, что весь спектр пород массива и ингилиты являются производными разных порций одного расплава. Различия в химическом и минералогическом составе сравниваемых образований обусловлены разными путями эволюции этих порций.

Заканчивая краткое рассмотрение особенностей строения и состава Ингильского массива, необходимо подчеркнуть следующее.

Наиболее ранними интрузивными породами являются нефелиновые пироксениты и мельтейгиты, представленные в настоящее время амфибол-слюдавыми, слюдяно-пироксеновыми апопироксенитовыми и апомельтейгитовыми метасоматитами. Приуроченность этих пород к низким гипсометрическим уровням, видимо, свидетельствует о их большей роли на глубине, что сближает строение Ингильского массива с дру-

гим, расположенным на Алданском щите, щелочно-ультраосновным Арбарастахским массивом.

Мейонит-амфибол-битовнитовые породы, образующие кольцевую зону вокруг тела ийолитов, уртитов, образованы исключительно по вмещающим гнейсам одолинской свиты и представляют собой метасоматиты магматической стадии. Амфибол-слюдавые и слюдяные кальцитовые карбонатиты первой генерации, локализованные среди мейонит-амфибол-битовнитовых пород по времени образования, видимо, синхронны с формированием подобных карбонатитов среди апопироксенитовых метасоматитов. Об этом косвенно свидетельствуют сходство составов породообразующих и акцессорных минералов в рассматриваемых породах (биотит, амфибол (гастингсит), циркон, сфен, апатит, кальцит) и геохимические особенности.

Ведущим процессом формирования магматических пород является кристаллизационное фракционирование. Структурно-текстурные особенности некоторых кальцитовых карбонатитов позволяют рассматривать их как породы, возникшие непосредственно при кристаллизации карбонатитового расплава-флюида, образовавшегося в результате ликвидации, однако последующие метасоматические изменения затушевали следы магматического генезиса.

Щелочные пикриты — ингилиты являются несколько более молодыми образованиями, чем породы массива. Петрохимические и геохимические характеристики пород Ингилийского массива и ингилитов близки. Различия в их вещественном составе обусловлены разными путями эволюции разных порций единого исходного расплава.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Архангельская В. В., Кац В. Т.* Кольцевой хребет Кондер // Зап. Всесоюз. Геогр. об-ва.— 1958.— № 6.— С. 537—541.
2. *Главнейшие провинции и формации щелочных пород.*— М.: Наука, 1974.
3. *Глаголев А. А., Корчагин А. М., Харченко А. Г.* Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли.— М.: Наука, 1974.
4. *Жабин А. Г.* Кальцит магматического генезиса // Зап. ВМО.— 1967.— Ч. 96, вып. 3.— С. 287—296.
5. *Ельянов А. А., Моралев В. М.* О возрасте массивов ультраосновных щелочных пород Алданской и Южноверхоаянской провинций // Изв. Вузов. Геология и разведка.— 1973.— № 10.— С. 34—40.
6. *Зленко Н. Д.* Позднесинийские интрузии центрального типа восточной окраины Алданского щита // Труды ВАГТ.— 1961.— Вып. 7.— С. 66—73.
7. *Ицксон Г. В.* Закономерности метасоматоза при образовании карбонатитов (на примере Сибирских провинций) // Сов. геология.— 1964.— № 6.— С. 44—60.
8. *Каминский Ф. В.* Особенности кимберлитоподобных пород Алданского щита // Там же.— 1969.— № 4.— С. 161—165.
9. *Каминский Ф. В., Потапов С. В.* Кимберлитовые тела Ингилийского района (Восточная окраина Алданского щита) // Геология и геофизика.— 1968.— № 11.— С. 30—37.
10. *Орлова М. П., Авдонцев С. Н., Шаденков Е. М.* Щелочной магматизм Алданского щита и его минерагеническая специализация // Геология и геохимия рудоносных магматических и метасоматических формаций зоны Малого БАМа/ЯФ СО АН СССР.— Якутск, 1986.— С. 4—11.
11. *Шаденков Е. М.* Экзоконтактовые метасоматиты Ингилийского массива (Восточный Алдан) // Зап. ВМО.— 1989.— Ч. 108, вып. 2.— С. 52—61.
12. *Ярмоленко В. А.* Протерозой восточной части Алданской плиты // Матер. по геол. и полезн. иск. Дальнего Востока.— М.: Госгеониздат, 1946.— С. 21—29.

ВСЕГЕИ
Хабаровск

Поступила в редакцию
14 октября 1991 г.

К. В. Симаков

К ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ВРЕМЕНИ. СТАТЬЯ ПЕРВАЯ

Мало есть в геологии вопросов, которым было бы посвящено так много внимания, как вопросу о времени, и мало вопросов, отвечать на которые геология была бы так плохо подготовлена.

Д. Падж

ВВЕДЕНИЕ

Введение в геогнозию представления о времени превратило эту описательную науку в историческую — геологию. Вместе с тем, родоначальники последней не задавались вопросом о том, в чем именно состоит специфика геологического времени и чем оно отличается от физического (абсолютного, относительного или обыденного)? Время Библии, повседневного опыта и геологии представлялось им идентичным. Между тем геология исподволь, постепенно накапливала эмпирический материал и подготавливала теоретическое обоснование для вывода о своеобразии содержания понятия «геологическое время», его особых свойствах и структуре. Новая теория реального времени-дленин, опиравшаяся на обобщение эмпирических данных физики, геохимии, биологии и геологии, была сформулирована в начале нашего столетия В. И. Вернадским [1 и др.] Однако она не оказала существенного влияния на формирование новой концептуальной картины геологического мира: и поныне теория и практика геологии опираются на представление о времени как о не зависящей ни от чего внешней субстанции.

Как и во всем остальном естествознании, представления о времени в геологии изначально развивались по двум основным направлениям, суть различий между которыми наиболее удачно выразил Дж. Уитроу: «Согласно Ньютону Вселенная имеет часы, тогда как согласно Лейбницу Вселенная есть часы» [19, с. 59].

Развитие представлений, близких к ньютоновским, связано, в первую очередь, с решением вопроса об общей продолжительности геологической истории. Начиная с Ж. Б. Бюффона и М. В. Ломоносова, натуралистами предпринимались попытки определения возраста Земли, выраженного в годах. В конечном итоге, развитие данного направления привело к возникновению так называемой «абсолютной» геохронологии (радиохронологии). Не вдаваясь в подробное обсуждение истории исследований по данному направлению, отмечу лишь, что установленный ныне радиологическими методами «канонический» возраст Земли (4,5 млрд лет), видимо, не является окончательным [3].

Представления о времени, созвучные лейбницевской концепции, введены в геологию Н. Стеноном [18]. Он первый связал представление о времени не с перемещением в пространстве неизменных объектов, а с изменением фиксированных в пространстве тел (систем). Благодаря этому, изначально фактически установлено принципиальное различие между физическим и геологическим временем: первое обладало свойствами изотропности и обратимости, второе — анизотропности и необратимости. Далее, представление о времени в геологии всегда было связано с моделированием некоторых (разных на разных этапах развития геологии) процессов. Основу этих моделей составляла запечатленная в геологической летописи информация о результатах этих процессов, представленная про-

токолами существования и развития некогда функционировавших геологических и/или биологических систем. Для интерпретации этих эмпирических данных привлекались различные причинные концепции, содержание которых трансформировалось с развитием не только геологии, но и всего естествознания. Таким образом, в самом общем и предварительном плане можно сказать, что фактические представления о реальном геологическом времени определялись эмпирической базой данных, выбором той или иной системы и связанного с ней процесса в качестве «часов» и содержанием той детерминистической модели, которая использовалась при ретроспективном реконструировании модели развития выбранной (базисной) системы по запечатленной в геологической летописи информации (протоколам ее развития).

В истории развития представлений о реальном геологическом времени можно выделить (как всегда, условно) следующие этапы. Первый, начальный этап, когда в геологию было введено само представление о времени, наиболее краток и исчерпывается лишь фундаментальной работой Н. Стенона, опубликованной в середине XVII столетия. Второй этап охватывает значительно больший промежуток времени с середины до конца XVIII века. Третий этап ограничивается первой, а четвертый — второй половиной XIX столетия. Наконец, за условные рамки пятого этапа приняты 1900 и 1976 гг.

Во избежание недоразумений подчеркну, что поскольку подавляющее большинство естествоиспытателей-геологов практически не поднимало вопроса о специфичности реального геологического времени и отличиях последнего от физического, постольку приводимые ниже рассуждения являются моей интерпретацией взглядов основоположников современной геологии с позиций развиваемой мной концепции, опирающейся на теорию В. И. Вернадского [14—16]. В связи с ограниченным объемом данной работы я вынужден избегать прямого цитирования, заменяя его в ряде случаев возможно более точными ссылками на первоисточники. Это представляет определенные неудобства для читателя, хотя и дает ему возможность самому проверить корректность изложения и интерпретации оригинальных взглядов моих предшественников.

ПЕРВЫЙ ЭТАП

(середина XVII столетия)

Талантами измеряются успехи цивилизации и они же представляют верстовые столбы истории...

Козьма Прутков

Основоположником научной геологии является датчанин Николай Стенон (Нильс Стенсен) — старший современник И. Ньютона и Г. В. Лейбница. Свои тезисы «О твердом, естественно содержащемся в твердом» он опубликовал в 1669 г., т. е. на 18 лет раньше «Математических начал натуральной философии» И. Ньютона, выпедших в свет в год смерти Н. Стенона (1687 г.). Принципиальная логика теории Н. Стенона, явившегося последователем Р. Декарта, сводится к следующему.

Из некоторых очевидных, признаваемых «учеными всех направлений» истин он выводит ряд дедуктивных положений, касающихся природы жидких и твердых тел и способа образования последних. Отталкиваясь от них, он вначале формулирует общую гипотезу, согласно которой «при данном теле определенной формы, созданном согласно законам Природы, в самом этом теле находим доказательства, раскрывающие место и способ его создания» [18. С. 12].

Следующий шаг — создание на базе этой общей гипотезы частных гипотез, объясняющих происхождение слоев Земли, заключенных в них окаменелостей и минералов, а также горных сооружений. Далее на основании частной гипотезы, описывающей механизм происхождения и

форму залегания отдельных слоев, реконструируется история развития окрестностей Тосканы. И, наконец, общий вывод: «То, что индуктивно доказано для Тосканы на основании данных, полученных при посещении многих мест, я утверждаю в отношении всей Земли, исходя из описания различных местностей у разных авторов» [18. С. 60].

Общая гипотеза сформулирована Н. Стеноном в трех тезисах, из которых он выводит некоторые логические следствия.

Первый тезис Н. Стенона гласит: «Если твердое тело со всех сторон окружено другим твердым телом, то из двух тел первым затвердело то, которое при взаимном соприкосновении дает отпечаток особенности своей поверхности на поверхности другого» [18. С. 20]. Фундаментальное значение данного постулата состоит в том, что в нем впервые утверждается возможность интерпретации пространственных отношений с точки зрения временной последовательности событий и предложен универсальный метод для определения отношений «раньше — позже». Принципиальная новизна выдвинутого Н. Стеноном положения не только для картезианской, но и для ньютоновской физики заключается в том, что он связал пространство и время не через механическое перемещение одного и того же тела между разными точками пространства, а через появление в одном и том же месте разных тел, определив последовательность их возникновения через пространственные (геометрические) отношения.

Второй тезис Н. Стенон сформулировал следующим образом: «Если твердое тело во всех своих частях подобно другому твердому телу не только в смысле условий поверхности, но и в отношении внутреннего расположения частей и частиц, то у этого второго тела окажутся одинаковым с первым и способ образования, и место происхождения» [18. С. 20]. Из этого тезиса Н. Стенон вывел два важных следствия: во-первых, «слои Земли в отношении места и способа происхождения сходны с теми слоями, которые отлагают бурные воды моря», и, во-вторых, «ископаемые тела во всех отношениях похожи на части растений и животных; они имеют одно и то же происхождение» [18. С. 21].

Рассматриваемый тезис, с одной стороны, постулирует лежащее в основе всех генетических моделей геологии представление о том, что идентичность состава и структуры сравниваемых образований свидетельствует об идентичности их генезиса. С другой стороны, данный тезис представляет собой не что иное, как выведенную дедуктивным путем формулировку принципа актуализма.

Далее, утверждая, что вещество одного и того же тела («места») «либо всегда остается одним и тем же, либо мало-помалу изменяется» [18. С. 21], Н. Стенон, по сути дела, с одной стороны, предвосхитил идею Г. В. Лейбница о том, что движение может выражаться не только в механическом перемещении тел, но и в изменении их состояния. С другой стороны, он расширил свой первый тезис, связав время не только с появлением в одном и том же месте разных тел, но и с изменением состояния одного и того же тела (системы).

В третьем тезисе Н. Стенон утверждает, что «в тех случаях, когда твердое тело образовалось в соответствии с законами Природы, оно произошло из жидкости... Частицы, непосредственно присоединяющиеся к твердому телу из внешней жидкости, в некоторых случаях в силу собственного веса оседают книзу, как например в процессах осаджения» [18. С. 22]. Рассматриваемый тезис лежит в основе частной гипотезы Н. Стенона, объясняющей процесс формирования слоистой структуры Земли, которую он связывал с действием гравитационного поля Земли: «Осадки возникают, когда содержимое в жидкости в силу собственной тяжести оседает на дно, хотя упомянутое содержимое может быть принесено из другого места или отделиться от самих частиц жидкости» [18. С. 29].

Универсальность гравитационного поля и постоянство его влияния на осадконакопление в течение всей истории Земли позволяют, прежде всего, однозначно определять временные отношения «раньше — позже» для любых геологических тел при условии сохранения (или реконструк-

ции) их первичного залегания. Далее, постоянство и непрерывность действия гравитационного фактора, строго говоря, обуславливают непрерывность процесса осадконакопления. Однако, поскольку «во время образования одного из верхних слоев нижний слой уже приобрел твердую консистенцию» [18. С. 30], постольку необходимо допускать наличие перерыва между отложением двух последовательных слоев. Иначе говоря, Н. Стенон представлял себе процесс формирования слоистой структуры Земли как непрерывно-прерывистый. Наконец, существование слоев во вторичном (наклонном или перпендикулярном к горизонту) залегании позволило Н. Стенону прийти к выводу о том, что нормальный, регулируемый гравитационным полем, процесс осадконакопления время от времени прерывался благодаря воздействию каких-то внешних сил (факторов), которые являлись «основной причиной происхождения гор». Таким образом, Н. Стенон пришел к выводу о непрерывно-прерывистом характере процессов, приводящих к формированию современной структуры земной поверхности как на микроуровне (слоеобразование), так и на макроуровне (формации).

В современной историографической литературе Н. Стенону обычно отдается авторство только принципа определения возрастных отношений «раньше — позже». Однако в действительности он сформулировал и второй, не менее важный с методологической точки зрения, принцип, позволяющий устанавливать одновозрастность отложений, автором которого нередко считают В. Смита: «Если в каменистом слое все частицы имеют одну и ту же природу и притом являются весьма тонкими, то нет основания отрицать, что этот слой образовался в эпоху творения из жидкости, которая в то время все покрывала» [18. С. 29]. Данное положение является развитием второго тезиса общей гипотезы Н. Стенона и имеет кардинальное значение для понимания двух аспектов его концепции.

Во-первых, идентичность состава и структуры разобщенных в пространстве выходов слоев являлась для Н. Стенона основанием для вывода об их и генетическом единстве, и одновозрастности. В современной литературе этот принцип обычно формулируется кратко: одинаковое — одновозрастно.

Во-вторых, с точки зрения Н. Стенона, «во время образования какого-нибудь слоя он был ограничен сбоку другим твердым телом или же покрывал весь земной шар. Отсюда следует также, что всюду, где заметны обнаженные куски слоев, можно найти их продолжение» [18. С. 30]. Это представление о глобальном (всеземном) распространении отдельных слоев легло в основу так называемой «луковичной» модели строения земной коры. Предлагая эту модель, Н. Стенон, очевидно, предполагал существование универсальных и единых (уникальных) для всей Земли моментов (интервалов) времени, которые могут быть опознаны (идентифицированы) по одинаковому в структурно-вещественном отношении отложениям. Опираясь именно на это представление, он утверждал, что установленные им «шесть различных периодов, когда Тоскана дважды была покрыта жидкостью, дважды являлась плоской и сухой и два раза была испещрена неровностями» [18. С. 60], могут быть выделены на всей Земле.

В истории развития Тосканы (и всей Земли) Н. Стенон установил, пользуясь современной терминологией, два этапа. Каждый из них начинался эпохой, «когда море покрывало все», за ней следовала эпоха, в течение которой «Земля была плоской и сухой», и завершался этап эпохой эрозийного разрушения поднятий, когда «Земля была неровной». Судя по этой двукратной повторяемости, можно предположить, что Н. Стенон подошел к пониманию цикличности геоисторического процесса.

Вместе с тем, сопоставляя осадки первой и второй эпох всеобщего наступления моря (потопов), Н. Стенон указал и на их четкое различие: в первую эпоху «еще не было ни животных, ни растений», которые в изобилии встречаются в осадках второй. Иначе говоря, Н. Стенон уста-

новил и другую общую особенность геисторического процесса — его необратимость.

Наконец, реконструируя историю развития Тосканы, Н. Стенон отмечал, что относительно «второго периода Земли, когда она была плоской и сухой, Природа молчит» точно так же, как она не дает «определенных указаний» и по поводу «третьего периода, когда поверхность Земли была... неровной» [18. С. 61]. Таким образом, фактически Н. Стенон уже пришел к эмпирическому выводу о неполноте (неадекватности) геологической летописи. Связывая пробелы в ней с эпохами поднятий и эрозии, он одновременно указал на дискретность подразделений, отвечающих эпохам всемирных потопов.

Итак, в своей частной гипотезе Н. Стенон сформулировал главные принципы и критерии, позволяющие на основании анализа современного состояния (состава, структуры и пространственных отношений слоев) земной поверхности воссоздать (реконструировать) историю ее формирования. Принципиально важно, что связав воедино структурно-вещественные признаки слоев с их генезисом и временем возникновения, с одной стороны, и пространственные отношения между слоями с последовательностью их образования во времени, с другой, Н. Стенон по сути дела ввел в геологию совершенно особое — реляционно-генетическое — представление о времени. В рамках этой концепции время, во-первых, выступает как отношение между слоями, имеющими глобальное распространение, а во-вторых, как последовательная смена состояний земной поверхности или, говоря современным языком, — палеобиосферы. Благодаря представлению о глобальном распространении слоев, время с точки зрения данной концепции обладает свойством универсальности (всеобщности), а также — свойством уникальности, поскольку установленные в одном районе стратиграфические (и отвечающие им временные) подразделения могут быть прослежены по всей Земле. Иначе говоря, реальное геологическое время в концепции Н. Стенона было абсолютным и в смысле уникальности, и в смысле всеобщности. В качестве часов, отсчитывающих это всеземное геологическое время, Н. Стенон рассматривал процесс развития палеобиосферы как единой, недифференцированной системы. Этот процесс он реконструировал, используя закодированную в структуре, составе и пространственных взаимоотношениях слоев информацию. Из того, как он представлял себе этот процесс, можно вывести заключение и о свойствах реального геологического времени.

Прежде всего, геисторический процесс в концепции Н. Стенона имеет непрерывно-прерывистый, необратимый и, возможно, циклический характер. Принципиально важно, что непрерывно-прерывистый ход геисторического процесса определяется, с точки зрения Н. Стенона, как внутренними, имманентными осадконакоплению, законами, так и нарушением нормального (т. е. регулируемого гравитационным полем Земли) его необратимого развития вследствие периодически (?) повторяющегося действия каких-то иных сил (факторов). Вмешательство последних в процесс осадконакопления приводит к изменению первичного (горизонтального) залегания слоев, возникновению горных сооружений, их последующей эрозии и, в конечном итоге, — к утрате некоторой части информации, что обуславливает неполноту (неадекватность) геологической летописи. Данная концепция любопытна в двух отношениях. С одной стороны, движение здесь представляется не как механическое перемещение тела, а как изменение состояния системы, т. е. ее развитие; однако непрерывно-прерывистый характер последнего объясняется с чисто механистических позиций, типичных как для картезианской [2], так и для ньютоновской [11] натурфилософии, поскольку изменение состояния системы рассматривается как результат воздействия на нее внешних факторов. С другой стороны, рассматриваемая концепция создает предпосылки для разграничения двух видов реального геологического времени: абсолютного и относительного. Абсолютное реальное геологическое время характеризуется свойствами геисторического процесса — оно не-

прерывно-прерывисто, циклически (?)-необратимо, анизотропно, уникально и универсально. Относительное реальное геологическое время обладает свойствами подразделений геосторического процесса, зафиксированных в геологической летописи, неадекватно отражающей развитие Земли,— оно дискретно, необратимо, анизотропно, уникально и универсально. Иначе говоря, абсолютное реальное геологическое время отвечает полной модели базисного процесса, а относительное — зафиксированным в гипергенной оболочке его результатам. Таким образом, относительное реальное геологическое время представляет собой внешнюю меру абсолютного.

В заключение отмечу, что выдвинутая Н. Стеноном в 1669 г. концепция времени в корне отличается как от концепции И. Ньютона, сформулированной в 1687 г., так и от ранней (около 1680 г.) концепции Г. В. Лейбница. Последний пришел к выводу о том, что «мгновения в отрыве от вещей — ничто, и что они имеют свое существование только в последовательном порядке самих вещей» [12. С. 47—48] лишь к концу своей жизни — в 1715 г. Поэтому именно Н. Стенона, а не Г. В. Лейбница, как указывает Дж. Уитроу, следует считать автором концепции, в рамках которой Природа есть часы.

ВТОРОЙ ЭТАП

(вторая половина XVIII столетия)

Без гипотез недалеко уйдешь в объяснении важнейших явлений Природы.

Эрнст Геккель

XVIII столетие — это время, с одной стороны, создания теолого-фантастических «теорий» мироздания, а с другой, — первичного накопления и начального осмысливания эмпирического материала по исторической геологии. За условные рубежи рассматриваемого этапа выбраны 1749 г., когда Ж. Бюффон опубликовал первый том своей «Естественной истории», и 1795 г., когда вышла в свет «Теория Земли» Дж. Геттона, содержащая изложение основных принципов униформизма. С этой эпохой связано возникновение двух самостоятельных концепций реального геологического времени. Одна из них принадлежит Ж. Бюффону, вторая представляет плод коллективного творчества в основном немецких натуралистов-геологов, принадлежавших к школе нептунистов.

Концепция Ж. Бюффона

Постоянство Природы следует измерять степенью сходства.

Дени Дидро

С современной точки зрения, представления Ж. Бюффона, изложенные в «Истории и теории Земли» (1749 г.) и «Об эпохах Природы» (1778 г.), выглядят достаточно фантастическими и мало чем отличаются от гипотез мироздания, сочинявшихся его предшественниками (Уинстон, Вудвард и др.). Однако его работы оказали большое влияние на формирование методологических оснований геологии как самостоятельной естественно-исторической науки.

Основой геосторических реконструкций, по мнению Ж. Бюффона, являются те «признаки физических изменений, которые могут нас подвести к различным возрастам природы. Это единственное средство... поставить известное число камней для отсчета на вечном пути времени» [21. С.117]. Иначе говоря, исходным фактическим материалом для воссоздания истории развития Земли для Ж. Бюффона служила зафиксированная в виде памятников информация о некогда происходивших геологических событиях. Чтобы расшифровать эту информацию, «прорвать

тému времен» и на основании современного состояния геологических объектов реконструировать их генезис и историю возникновения, Ж. Бюффон использовал принцип актуализма: «Чтобы понять, что происходило когда-то на нашей Земле», необходимо проанализировать то, «что сегодня происходит на дне моря, и отсюда мы получим разумные выводы относительно внешней формы и внутреннего состава земель, на которых мы обитаем» [21. С. 50].

Другим методологическим положением теории Ж. Бюффона является заимствованный им у Г. В. Лейбница принцип непрерывности. В соответствии с ним, при каузальном объяснении документов геологической летописи необходимо привлекать только «постоянные и всегда повторяющиеся» факторы, «которые следуют друг за другом и возобновляются без перерыва», а не те явления, «эффект которых редок, силен и быстр», поскольку в «обычном ходе природы они не встречаются» [21. С. 56].

Чтобы объяснить, как действие факторов, оказывающих, по современным наблюдениям, незначительное влияние на окружающую природу, могло привести к грандиозным изменениям в состоянии Земли, Ж. Бюффон ввел в геологию еще одно важное методологическое положение — принцип аддитивности. В соответствии с ним он рассматривал время (наряду с пространством и материей) в качестве одного из главных средств Природы, полагая, что человеку просто не хватает жизни, чтобы заметить эффект действия повседневных факторов, тогда как «того времени, которого нам не хватает, у Природы вполне достаточно» [21. С. 105]. Таким образом, Ж. Бюффон, хотя и не в очень ясной форме, впервые ввел в геологию выдвинутое ранее Лукрецием [7] представление о времени как о движущем факторе геологической истории.

При создании своей версии истории развития Земли Ж. Бюффон, в отличие от Н. Стенона и своих современников геологов-нептунистов, шел не от частных геологических наблюдений к общему, а наоборот — от общего к частному. Исходным пунктом служила разработанная им гипотеза происхождения Земли и других планет Солнечной системы. Согласно ей, в результате косо́го удара кометы о поверхность Солнца произошел выброс первичного огненно-жидкого вещества в околосолнечное пространство. В дальнейшем из него, в соответствии с законами ньютоновской механики, возникли все планеты Солнечной системы. Исходя из этой гипотезы, Ж. Бюффон наметил семь эпох развития Земли, отвечающих последовательным изменениям в ее состоянии, определявшихся постепенным охлаждением первичного огненно-жидкого материала. Нет смысла останавливаться на характеристике этих эпох, имеющих мало общего с принятым ныне делением истории Земли. Здесь важно подчеркнуть лишь следующие моменты.

Прежде всего, в качестве естественных часов в гипотезе Ж. Бюффона выступает Земля в целом как единая система, изменения в состоянии которой репрезентируют ход универсального для всей планеты реального геологического времени. Опираясь на известное положение Г. В. Лейбница о том, что каждому состоянию системы отвечает определенный интервал времени, Ж. Бюффон впервые ввел понятие о естественной мере реального геологического времени: «Природа находилась в разных состояниях; поверхность Земли последовательно принимала различные формы; ...мы не можем усомниться в том, что она сегодня весьма отличается от того, чем она была в начале и чем она стала в последовательности времен; эти-то разные изменения ее мы и называем эпохами» [21. С. 118].

Далее, поскольку в соответствии с принципом непрерывности смена состояний Земли определяется, с одной стороны, постепенным и неуклонным ее охлаждением, а с другой — действием постоянных экзогенных факторов, «эпохи или отрезки длительности», отвечающие ее отдельным состояниям, не имеют четких границ [21. С. 126]. Следовательно, в трактовке Ж. Бюффона реальное геологическое время обладает свойством непрерывности.

Наконец, коль скоро одно состояние Земли не похоже на другое, что приводит к ее постепенному необратимому изменению, реальное геологическое время в концепции Ж. Бюффона необратимо и анизотропно.

Таким образом, Ж. Бюффона можно считать автором реляционной концепции континуального, необратимого, анизотропного, абсолютного (в смысле универсальности и уникальности) реального геологического времени. От реляционно-генетической концепции Н. Стенона она отличается прежде всего тем, что не дает оснований для деления абсолютного и относительного реального геологического времени, поскольку, по мнению Ж. Бюффона, история Земли адекватно отражена в ее геологической летописи.

Нептунистическая концепция

Никогда употребленное на исследование Природы время не пропадает даром.

Дени Дидро

Если Ж. Бюффон при создании своей версии истории Земли исходил из некоторой генеральной гипотезы, следуя от общего к частному, то его современники (И. Г. Леман, Г. Х. Фюксель, А. Г. Вернер) шли в своих рассуждениях в противоположном направлении — от частного к общему. Выводы, полученные ими при изучении строения и истории формирования горных массивов Гарца, Тюрингии и Саксонии, они распространяли на всю планету, следуя в этом отношении логике Н. Стенона. В основе выдвинутого ими представления о глобальном распространении местных стратиграфических подразделений лежала гипотеза всемирного потопа, неразрывно связанная с геологической доктриной. Исходным для нептунистической концепции является предположение об общности происхождения аналогичных по составу отложений, петрографическая и химическая специфика которых определялась характером вод Мирового океана, распространявшегося в периоды всемирных потопов по всей планете.

В своей практической работе нептунисты в общем следовали методологии Н. Стенона. Основанием для выделения местных стратон (слоев, залежей или толщ, серий или формаций), а во-вторых, — соответствующих им подразделений геологического времени, предложив для них особые наименования (люструмы, секулы, эпохи). Несколько позже А. Г. Вернер, основываясь на характере залегания различных по составу толщ, объединил согласно залегающие отложения, сформировавшиеся, по его представлениям, в периоды подъема и спада вод Мирового океана, в комплексы, которым соответствовали периоды древнейшего, переходного, флещевого и намывного времени.

Принципиально важно, что Г. Х. Фюксель впервые установил иерархическую соподчиненность, во-первых, включенных друг в друга стратон (слоев, залежей или толщ, серий или формаций), а во-вторых, — соответствующих им подразделений геологического времени, предложив для них особые наименования (люструмы, секулы, эпохи). Несколько позже А. Г. Вернер, основываясь на характере залегания различных по составу толщ, объединил согласно залегающие отложения, сформировавшиеся, по его представлениям, в периоды подъема и спада вод Мирового океана, в комплексы, которым соответствовали периоды древнейшего, переходного, флещевого и намывного времени.

Таким образом, нептунисты использовали для воссоздания истории формирования конкретных регионов те же критерии, которыми руководствовался Н. Стенон: пространственный и генетический. Различия в условиях залегания отложений, сформировавшихся в течение отдельных всемирных потопов, служили основанием для выделения наиболее крупных промежутков реального геологического времени — периодов. Неодинаковый состав согласно залегающих формаций, отражающих изменение условий в течение подъема и спада вод Мирового океана, использовался

для выделения временных интервалов меньшей продолжительности — эпох. Установление повторяемости всемирных потоков и закономерного изменения условий возникновения осадков в эпохи подъема и спада вод Мирового океана свидетельствовали о цикличности процесса геосторического развития Земли. Вместе с тем, различия в условиях залегания и составе отложений, связанных с отдельными потоками, выявили с одной стороны, необратимость, а с другой, — прерывистость этого процесса.

В сущности, геосторической гипотезе непутистов отвечает несколько расширенная и модернизированная реляционно-генетическая концепция реального геологического времени, выдвинутая Н. Стеноном. Абсолютное реальное геологическое время в рамках этой концепции является непрерывно-прерывистым, циклически-необратимым, анизотропным, универсальным и обладает иерархической структурой. Относительное реальное геологическое время, запечатленное в пространственных отношениях и составе отложений отдельных всемирных потоков, дискретно, необратимо, анизотропно, универсально и также обладает иерархической структурой. Таким образом, наиболее существенным дополнением к концепции Н. Стенона является введенное непутистами представление об иерархической структуре стратиграфических подразделений и отвечающих им интервалов реального геологического времени. Тем самым, по сути дела, впервые было выдвинуто положение о несводимости реального геологического времени к обыденному (физическому) и необходимости использования для измерения первого специфических естественных мер.

ТРЕТИЙ ЭТАП

(первая половина XIX столетия)

Битвы за свои убеждения никогда не бывают столь жестоки, как битвы за свои заблуждения.

Феликс Кривин

Рубеж XVIII—XIX столетий ознаменовался рядом важных событий, определивших дальнейшие пути развития геологии как самостоятельной дисциплины. Наибольшее значение в этом плане имело введение в практику биостратиграфического метода и использование сторонниками различных школ и направлений принципа и метода актуализма. Не меньшее влияние на развитие геологии оказали и те успехи, которых достигла к этому времени физика, руководствовавшаяся правилами натурфилософии, сформулированными И. Ньютоном. Воспринятые натуралистами эти правила составили методологический каркас новой геологии, провозгласившей, что «для человека не существует... иных достоверных знаний, кроме тех, которые он может почерпнуть из наблюдаемых фактов, и кроме тех выводов, которые он может сделать из этих фактов» [6. С. 392].

В основу биостратиграфического метода легли эмпирические обобщения В. Смита (1799 г.), сделанные им в процессе геологического картирования Британских островов. Он установил, что каждый слой включает характерные только для него остатки ископаемых растений и животных; что одинаковые по минералогическому и химическому составу слои в различных районах встречаются в одинаковой последовательности и всегда заключают одни и те же окаменелости; и пришел к выводу, что поскольку осаждавшиеся на дне моря слои содержат остатки организмов, живших в период их образования, постольку именно по ним можно устанавливать одновозрастность осадков различных районов [24, 27, 28]. Значение ископаемых организмов для воссоздания истории Земли было очень быстро оценено учеными с диаметрально противоположными взглядами на сам процесс формирования современной структуры земной поверхности. Объясняется это по меньшей мере двумя причинами.

Во-первых, осознание того факта, что захороненные в древних осадках окаменелости представляют собой остатки некогда существовавших

животных и растений, приводило натуралистов к неизбежному выводу о громадной длительности истории Земли. Это окончательно освобождало геологию от влияния теологической доктрины, ограничивавшей срок существования нашей планеты библейскими 6000 лет. По словам Ч. Ляйеля, «геолог, не прибегая к арифметическим выкладкам, счел мириады веков с помощью ряда физических событий, ряда явлений в мирах одаренных и неодаренных жизнью, то есть с помощью таких знаков, которые дают уму понятия о громадности протекших времен более определенные, чем дали бы цифры» [8. Т. 1. С. 67].

Во-вторых, использование ископаемых органических остатков давало геологии надежное средство для установления относительного возраста разнообразных отложений и одновозрастности образований в значительно удаленных друг от друга районах. Иными словами, внедрение биостратиграфического метода создавало предпосылки для построения внешней системы отсчета или шкалы палеобиологического времени для определения временных (возрастных) свойств и отношений собственно геологических феноменов.

В течение рассматриваемого этапа в геологии развивались две конкурирующие теории — катастрофизма и униформизма. Примечательно, что сторонники и той, и другой опирались на одну и ту же эмпирическую базу, признавая, что, во-первых, земная кора сложена последовательно различных по своему составу и условиям залегания отложений, во-вторых, неодинаковые по характеру осадков и особенностям залегания комплексы отложений разделены четкими, резко выраженными «естественными» границами (рубежами), в-третьих, каждое из таких естественных подразделений земной коры обладает собственным, неповторимым комплексом ископаемых органических остатков. Принципиальное различие между катастрофизмом и униформизмом было обусловлено не использованием неодинаковых эмпирических данных, не отличиями в конкретно-научном подходе к изучению геологической реальности и даже не отличиями методологических установок при создании этих теорий, а принципиально различными по своему философскому содержанию представлениями о сущности движения или развития. Именно этим и объясняется, что с каждой из них связаны самостоятельные концепции реального геологического времени.

Катастрофистская концепция

Делать что-либо из ничего — это значит творить.

Ж. Б. Ламарк

В основе катастрофистской теории лежит представление о непрерывно-прерывистом характере геосторического процесса: «В истории Земли существовали длинные периоды сравнительного покоя, во время которых отложение осадочного материала совершалось в правильной последовательности; и существовали также короткие периоды сильных пароксизмов, во время которых последовательное отложение пластов нарушалось. В каждый из этих пароксизмов или переворотов в состоянии земной поверхности внезапно возникало большое число горных цепей. Каждый переворот или сильное потрясение совпадало по времени с... переходом от одной независимой осадочной формации в другую, характеризовавшуюся значительной разницей в органических типах» [20. С. 761].

Принципиально важно подчеркнуть, что периоды покоя рассматривались катастрофистами как состояния динамического равновесия древней природы, которые характеризовались медленными, незначительными и постепенными ее изменениями («вариациями») под влиянием повседневно действовавших факторов, аналогичных современным [4, 22, 23]. Вместе с тем, анализируя эти факторы (трансгрессии и регрессии, вулканические извержения, землетрясения и пр.), следы которых запечат-

лены в геологической летописи периодов относительно спокойного развития Земли, катастрофисты не могли объяснить их действием эмпирически установленных резких, фиксируемых изменениями в составе отложений и органического мира, а также условиях залегания слоев, границ между соответствующими им стратиграфическими подразделениями [4]. Опираясь на эти эмпирические данные, они приходили к совершенно закономерному выводу о том, что процесс развития Земли и история осадконакопления контролировались «двумя резко различными группами факторов: первая группа — факторы пассивные, действующие непрерывно и принадлежащие исключительно современным явлениям природы; другая группа — случайные, эпизодические, чисто геологические факторы, представленные переворотами и дислокациями земной коры» [22. V. 1, P. 171].

Второе принципиальное положение теории катастроф состоит в том, что изменения в состоянии земной поверхности, связанные с переворотами, вызывались одной и той же универсальной конечной причиной — остыванием огненно-жидкого ядра планеты. При этом, во-первых, различные явления были связаны в единую причинно-следственную цепь: остывание ядра — обрушение земной коры — образование горных цепей (складчатых сооружений) — изменение в уровне и распределении вод Мирового океана — резкая смена в составе осадочных формаций — гибель старого и возникновение нового органического мира. Во-вторых, все эти изменения происходили «внезапно, моментально, без всякой постепенности» [4]. В-третьих, реализация взаимодействий в этой каузальной цепи осуществлялась мгновенно, охватывая все объекты, начиная от структуры земной коры и кончая органическим миром, т. е. совершалась в соответствии с принципом дальнего действия. Подчеркну в этой связи следующие моменты.

Прежде всего, представления катастрофистов о непрерывно-прерывистом характере геосторического процесса неразрывно связаны с механистическим видением и объяснением мира. Действительно, коль скоро стратиграфические подразделения фиксируют в геологической летописи состояния покоя земной поверхности (палеобиосферы), то, в соответствии с первым законом движения И. Ньютона, требуется приложить к ней какое-то внешнее усилие, способное перевести палеобиосферу из одного динамически равновесного состояния в другое. А поскольку обычные, повседневные факторы, выявляемые на основании принципа актуализма, недостаточны для этого и, более того, обеспечивают состояние динамического равновесия в спокойные (инерционные) периоды развития, постольку катастрофисты были вынуждены привлекать для объяснения эмпирических данных какие-то неординарные факторы. При этом они считали само собой разумеющимся, что «силы, создавшие эти нарушения, адекватны по действиям и продолжительности самим этим явлениям» [26. P. 6].

Далее сторонники теории катастроф предполагали одновременность причины, выведшей из инерциального состояния палеобиосферу, и ее следствия, как того и требует второй закон движения И. Ньютона: с прекращением действия силы палеобиосфера вновь возвращалась в инерциальное, но уже новое, отличное от прежнего, состояние. Тем самым объяснялись необратимость развития Земли и анизотропность строения ее гипергенной оболочки, фиксируемые не только изменениями в составе органического мира (которым катастрофисты придавали решающее значение), но также сменой характера осадочных отложений и ориентировки разновозрастных складчатых сооружений.

Наконец, использование принципа дальнего действия, с одной стороны, гарантировало не только мгновенность изменений в состоянии всех компонентов палеобиосферы, но и равнодлительность (копгруктность) одних и тех же состояний на всей поверхности земного шара. С другой стороны, естественный (событийный) характер границ между стратиграфическими подразделениями обеспечивал существование глобальной си-

стемы отсчета реального геологического времени, объединяющей универсальные (всеземные) и одинаковые по длительности подразделения для всей поверхности земного шара. При этом выдвинутая Н. Стеноном и поддержанная непутистами идея о том, что на основании изучения разреза какого-то конкретного региона можно установить общие для всей Земли подразделения, получила у катастрофистов не логическое (на основе метода неполной индукции), а теоретическое (опирающееся на принцип дальнего действия) объяснение.

Катастрофисты подвергались сокрушительной критике со стороны своих современников и более поздних естествоиспытателей за то, что они привлекали для объяснения развития Земли некоторую непознаваемую творческую силу. Между тем, последняя вводилась в теорию катастроф отнюдь не для интерпретации геологических переворотов, которые связывались ими с контракционным механизмом, а лишь для объяснения «сверхчеловеческой тайны», касающейся «последовательных творческих актов эпох органического мира» [22]. Объясняя исчезновение древних ископаемых организмов действием геологических факторов, катастрофисты не могли предложить никакой разумной гипотезы, раскрывающей механизм казавшегося им внезапным возникновения новых жизненных форм. Впрочем, проблема появления новых типов организмов в истории развития жизни на Земле не решена и по сию пору, несмотря на все успехи биологии и генетики.

На основании изложенного можно прийти к выводу, что взглядам катастрофистов отвечала следующая концепция реального геологического времени.

В качестве часов, отсчитывающих глобальное, всеземное время, выступает процесс развития Земли (ее палеобиосферы) как единой системы, необратимая смена состояний относительного покоя которой обуславливается эпизодическим влиянием внутренних (контракция) и внешних (творческие акты) факторов, действовавших в соответствии с принципом дальнего действия. Благодаря использованию последнего, представлениям катастрофистов отвечала концепция квазисубстанциального (причинного), непрерывно-прерывистого, анизотропного, необратимого и абсолютного (в смысле уникальности и всеобщности) реального геологического времени. С данной концепцией неразрывно связано представление о естественной, создаваемой самой природой, абсолютной и в смысле уникальности, и в смысле всеобщности для всей поверхности Земли системе отсчета дискретного, необратимого и анизотропного относительного реального геологического времени. Относительность его определяется, с одной стороны, фрагментарностью геологической летописи, а содержащей информации о длительности геологических переворотов, не с другой, — тем, что продолжительность формирования стратиграфических подразделений, отвечающих инерционным, подвижно-равновесным состояниям палеобиосферы, могла оцениваться только отношениями их взаимной включенности друг в друга.

Подчеркну два момента, связанных с использованием в геологии этой квазисубстанциальной, основанной на принципе дальнего действия, концепции реального геологического времени. Во-первых, мгновенность смены одних подвижно-равновесных состояний палеобиосферы другими, выражавшаяся в одновременном изменении структуры земной коры, характера осадочных образований и состава органического мира, определяла равнодлительность (конгруэнтность) подразделений и абсолютного, и относительного реального геологического времени на всей земной поверхности. Во-вторых, применение данной концепции объективно требовало разграничения в геологии понятий разновозрастности и одновременности. Отношения разновозрастности (т. е. принадлежности геологических объектов к одному и тому же подразделению реального геологического времени) устанавливались, с одной стороны, с помощью критерия идентичности состава отложений и/или содержащихся в них ископаемых органических остатков (критерий Стенона — Смита: одинаковое — разновоз-

растно), а с другой, — на основании расположения «между» протоколами двух событий, ограничивающих каждое стратиграфическое подразделение. Критерием одновременности (т. е. совпадения протоколов разноместных событий с одним и тем же мгновением реального геологического времени) являлась связь изменений в характере залегания, составе отложений и/или ассоциаций ископаемых организмов с одним и тем же событием (переворотом); кратко этот критерий хронологической взаимозаменяемости признаков [10], отвечающий катастрофистской концепции, можно сформулировать следующим образом: следствия действия одной и той же причины (фактора) — одновременны.

Униформистская концепция

Что есть лучшего? — Сравнив прошедшее, свести его к настоящему.

Козьма Прутков

Если сторонники теории катастроф исходили из фактов, установленных при изучении земной коры, привлекая актуалистические наблюдения в качестве вспомогательных средств для объяснения выявленных статических закономерностей, то униформисты, наоборот, ставили во главу угла актуалистические данные и стремились только с их помощью реконструировать процесс формирования современной структуры земной коры. На первый взгляд, разница несущественна, однако она определила принципиальное различие между этими двумя теориями как при отборе и использовании исходного эмпирического материала, так и при выборе логической структуры создаваемых ими моделей. Катастрофисты шли от статической модели строения земной коры к историко-генетической картине ее развития; униформисты шли от установленных на основании изучения современных процессов динамических моделей к объяснению статического состояния земной коры, полагая, что геология — это наука, «рассматривающая постепенные изменения, происходящие в органическом и неорганическом царствах природы» [8. Т. I. С. 4]. При создании своей версии развития Земли униформисты опирались на ряд общих методологических положений, предопределивших своеобразие их теории.

Исходным в этой системе методологических предпосылок является принцип сохранения, впервые сформулированный Ж. Б. Ламарком [6. С. 379]. Данный принцип утверждает представление, с одной стороны, о постоянстве и неизменности в пространстве и времени законов, регулирующих частные и общие геологические процессы, а с другой — «об однообразном свойстве и энергии тех причин, которые производили постепенные изменения в коре земного шара и условиях его обитателей» [8. Т. I. С. 80]. Признание постоянства законов, управляющих изменениями как в неорганической, так и в органической природе, и вытекающее отсюда представление о неизменности динамически статического состояния палеобиосферы вело униформистов к утверждению обратимости геологических и биологических процессов. Для первых это подтверждалось эмпирическим материалом, поскольку «одни и те же роды горных пород воспроизводились в последовательные эпохи» [8. Т. I. С. 180]. А опираясь на положение о том, что состав обитателей Земли определяется условиями их жизни, Ч. Ляйель приходил к выводу, что с возвратом одинаковых внешних (в первую очередь, климатических) условий «могли бы возвратиться и те роды животных, памятники которых уцелели в древних горных породах, составляющих наши материки» [8. Т. I. С. 127].

Вторым исходным методологическим положением униформистской теории является заимствованный у Г. В. Лейбница принцип непрерывности, выступавший в двух ипостасях. Это и общий философский постулат, определяющий методологический подход к изучению реальности и в принципе не допускающий действия в природе каких-либо «сил, способных производить катаклизмы и перевороты» [13. С. 22], и эмпириче-

ское, обобщение, основанное на наблюдениях над современным состоянием различных объектов: «Разумеется, нельзя видеть последовательные стадии эрозии на примере различных состояний отдельной скалы; данный процесс четко наблюдается на примере группы различных объектов» [25. С. 131].

Будучи последовательными приверженцами рассматриваемого принципа, униформисты были вынуждены «гипотетически дополнить некоторую часть предполагаемого порядка в природе» [8. Т. I. С. 209], чтобы объяснить «как правильные и непрерывные ряды изменений в органическом и неорганическом мире производили впоследствии те перерывы и ту несогласованность в наложении горных пород», которые были эмпирически установлены при изучении геологического строения всех регионов. В качестве такой гипотезы Ч. Ляйель выдвинул представление о неполноте (неадекватности) геологической летописи, которая объяснялась как конседиментационными процессами, определявшими условия захоронения ископаемых органических остатков и их фоссилизацию, так и неоднократно повторявшимися локальными поднятиями и размытиями. В итоге он пришел к принципиально важным выводам, что, во-первых, геологическая летопись была изначально неполной, а во-вторых, сохранение в ней «животных и растительных остатков всегда составляет исключение из общего правила... и зависит от того, что мы обыкновенно называем случаем» [8. Т. I. С. 166]. Иными словами, Ч. Ляйель впервые выдвинул представление о принципиальной неполноте геологической летописи и ее статистически-вероятностной природе.

С принятым униформистами принципом непрерывности неразрывно связан принцип близкодействия. Согласно ему, постепенность развития любого процесса ведет к тому, что следствия его «вырабатывались через посредство целого ряда последовательных и постепенных усилий» [8. Т. I. С. 186]. Иными словами, «включение» процессов складкообразования, изменения устройства земной поверхности, климата, характера осадконакопления и состава ископаемого органического мира происходило последовательно, а не мгновенно, как предполагали катастрофисты. Отсюда униформисты приходили, по меньшей мере, к двум важным выводам.

Во-первых, Ч. Ляйель впервые обратил внимание на то, что изменения в неорганическом и органическом мирах происходили неодинаковыми темпами: «...движение неорганического мира очевидно и ощутительно и может быть уподоблено движению минутной стрелки часов, ...между тем как колебания в органическом мире почти неприметны и подобны движению часовой стрелки» [8. Т. I. С. 201]. Хотя униформисты рассматривали в качестве «часов» геосторический процесс в целом, однако этот вывод важен в том отношении, что впервые содержит указание на принципиальную возможность использования в геологии «часов» различной конструкции. — собственно геологических и палеобиологических.

Во-вторых, Ч. Ляйель впервые выдвинул положение о том, что длительность существования одних и тех же видов в разных палеобиогеографических областях может быть неодинаковой, поскольку климат в них мог изменяться неравномерно. Высказав данное положение, Ч. Ляйель впервые сформулировал представление о метахронном развитии ископаемых организмов, а также, по сути дела, указал на принципиальную возможность использования в геологии некоторой внешней, независимой системы отсчета времени, позволяющей давать сравнительную количественную оценку продолжительности существования одних и тех же видов в разных районах. Принципиально важно, что в качестве такой внешней системы отсчета у Ч. Ляйеля выступала шкала обыденного (относительного, по И. Ньютону) времени.

Наконец, последнее (важное для рассматриваемой проблемы) методологическое положение униформистской концепции — принцип аддитивности, являющийся следствием второго закона движения И. Ньютона. Он позволяет объяснять качественные изменения в состоянии системы

последовательным накоплением незначительных количественных сдвигов в результате действия статистических факторов. Использование данного принципа неразрывно связано с представлением униформистов о времени как о некотором внешнем движущем факторе развития, наиболее полно сформулированном Ж. Б. Ламарком [5, 6]. Согласно этому представлению, время, движение и пространство «не являются чем-то присущим самой природе тела», а служат «главными средствами природы», выступающими как внешние движущие факторы, непосредственно не связанные с самой материей. Принципиально важно, что в такой ипостаси внешнего движущего абсолюта у униформистов выступает относительное, обыденное время И. Ньютона. Поэтому абсолютное время униформистов в корне отличается от такового И. Ньютона, которое представляется тоже как внешняя, но никак не взаимодействующая с материей субстанция («вместилище самого себя и всего существующего»).

На основании изложенного можно придти к выводу, что униформистской теории отвечает следующая достаточно сложная по структуре концепция времени.

Прежде всего, существует некоторое абсолютное, внешнее, активно влияющее на геисторический процесс и выступающее для него независимой системой отсчета время, адекватное относительно (обыденному) времени И. Ньютона, которое дальше я буду называть физическим.

Далее, второй «этаж» униформистской концепции занимает абсолютное реальное геологическое время, репрезентирующее свойства самого геисторического процесса. Оно непрерывно, обратимо, изотропно и метахронно течет в различных частях земной поверхности.

И, наконец, третьим компонентом униформистской концепции является относительное реальное геологическое время, фиксируемое в геологической летописи и представляющее собой внешнюю, постигаемую посредством наблюдений над случайно сохранившимися протоколами геологической истории, меру абсолютного реального геологического времени. Это относительное реальное геологическое время необратимо, анизотропно, псевдодискретно, метахронно и имеет статистически-вероятностную природу, благодаря которой несводимо к физическому времени. Принципиально важно, что в рамках рассматриваемой концепции относительное реальное геологическое время неадекватно отражает свойства абсолютного реального геологического времени, что является прямым следствием неполноты и статистически-вероятностной природы геологической летописи.

Введенное униформистами представление о существовании и принципиальной возможности использования для определения временных свойств и отношений геологических феноменов внешней, независимой системы отсчета абсолютного физического времени повлекло за собой возникновение одной из наиболее сложных и фундаментальных проблем общей теории реального геологического времени — проблемы ретросинхронизации.

Постановка проблемы ретросинхронизации

Знают, от чего нужно танцевать, обычно те, кто танцевать не умеет.

Феликс Кривин

Возникновение проблемы ретросинхронизации связано со становлением униформистской концепции и формированием нового, регионального [9] взгляда на геологическую историю. Начиная с Н. Стенона и кончая катастрофистами, проблема ретросинхронизации рассматривалась в контексте представлений о развитии Земли (точнее, ее палеобиосферы) как единой, целостной системы, качественно различным состояниям которой отвечают разноместные разновозрастные феномены геологической летописи. Одновозрастность геологических объектов выступала как функция их структурно-вещественной «одинаковости». Последняя, в свою оче-

редь, рассматривалась как производная действия одной и той же причины (фактора). Для Н. Стенона и нептунистов в качестве критерия одновозрастности выступала однородность вещественного состава осадочных образований, представляющих, по их мнению, осадки одного и того же потопа. Для катастрофистов таким критерием являлась одинаковость ископаемых органических остатков, связанных с последовательными актами творения.

В основе катастрофистской концепции ретросинхронизации лежало одно важное допущение, согласно которому «различные зоологические и ботанические области, составляющие столь поразительную черту в ныне живущих тварах, еще не существовали в отдаленных эпохах» [8. Т. I. С. 182]. Униформисты при реконструкции истории палеобиосферы исходили, напротив, из установленных ими закономерностей современного устройства земной поверхности. Соответственно, они считали, что последняя всегда «делилась на различные зоологические области точно так, как это замечается в географическом распределении ныне живущих видов» [8. Т. I. С. 183]. Опираясь на представление о том, что в разных палеобиогеографических областях влияние одних и тех же физико-географических факторов на ископаемых животных не могло быть одинаковым, они полагали, что «скорость, с которой органические существа изменяются в некоторых странах, не будет одинакова в одинаковые периоды времени» [8. Т. II. С. 412].

Наконец, еще одной предпосылкой для возникновения рассматриваемой проблемы являлось характерное для униформистов представление о существовании определенных «центров или фокусов творения — ограниченных мест, из которых виды растений (и животных. — К. С.) размножались, расходясь как бы лучеобразно по всем направлениям» [8. Т. II. С. 382].

Наиболее резкой критике взгляды универсалистов на одновозрастность одинаковых геологических и палеобиологических объектов подверглись в опубликованной в 1859 г. работе Г. Спенсера «Нелогическая геология». В этой статье он, опираясь, с одной стороны, на актуалистические наблюдения, а с другой, — на представление о существовании некоторой внешней системы отсчета абсолютного физического времени, убедительно показал отсутствие логических оснований для решения проблемы ретросинхронизации. Однако сам он не смог предложить никакого разумного принципиального подхода к ее разрешению. Исходя из известных ему эмпирических данных о различиях в строении и составе одновозрастных образований в удаленных друг от друга регионах и справедливо критикуя логические недостатки как литологического, так и биостратиграфического методов корреляции, Г. Спенсер, вместе с тем, не указывая на то, каким образом он сам приходил к выводу о синхронности разнородных и гетерохронности одинаковых отложений и фаун.

Выдвинув положение о том, что «процесс оседания в различных местностях начинается и кончается с величайшей неправильностью, почему группы слоев, образующихся в этих местностях, лишь в крайне редких случаях могут соответствовать друг другу» [17. С. 290], Г. Спенсер, видимо, одним из первых подошел к пониманию неоднородности глобального геологического пространства, а также — метакронности развития отдельных регионов (локальных геологических систем).

Аналогичный вывод был сделан им и в отношении палеобиологического пространства: «...едва ли можно ожидать встретить схожие между собой остатки в географически отдаленных друг от друга пластах одной и той же эпохи; там же, где мы встречаем значительное сходство между ископаемыми остатками пластов, географически удаленных одни от другого, там сходство это, по всей вероятности, обуславливается сходством условий, а не одновременностью происхождения» [17. С. 308]. Полагая, что «причины, изменявшие различные фауны, были не общие, а местные», Г. Спенсер приходил к выводу о метакронности развития населения различных районов, поскольку в то время, «как фауны некоторых

стран быстро изменялись, фауны других оставались почти неподвижны» [17. С. 301].

В сущности, в своей работе Г. Спенсер, установив неоднородность (анизотропность) как геологического, так и палеобиологического пространства, и метахронность развития локальных геологических и палеобиологических систем, поставил фундаментальную не только и не столько естественно-научную, сколько методологическую, философскую проблему: как осуществлять временную координацию событий и явлений, происходивших в пространственно разобщенных, метахронно развивавшихся локальных системах по связанным с каждой из них часам. Решение этой проблемы (с которой физика столкнулась лишь в начале XX века при создании специальной и общей теорий относительности) требовало тщательной проработки фундаментальных оснований теории реального геологического времени, а также построения единой, универсальной для всех локальных систем шкалы отсчета концептуального геологического времени. Выработкой подходов к решению этой задачи и определяется специфика следующего этапа развития теории реального геологического времени.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вернадский В. И. Проблема времени в современной науке // Изв. АН СССР. VII сер. ОМЕН.— 1932.— № 4.— С. 511—541.
2. Декарт Р. Избранные произведения.— М.: ГИИЛ, 1950.
3. Косыгин Ю. А. Земля и время // Тихоокеан. геология.— 1990.— № 1.— С. 73—105.
4. Кювье Ж. О переворотах на поверхности земного шара.— М.: Л.: Биомедгиз, 1937.
5. Ламарк Ж. Б. Избранные произведения. Т. I.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.
6. Ламарк Ж. Б. Избранные произведения. Т. II.— М.: Изд-во АН СССР, 1959.
7. Лукреций К. О природе вещей.— М.: Изд-во АН СССР, 1946.
8. Ляйель Ч. Основные начала геологии, Т. I, II.— СПб., 1866.
9. Мейен С. В. Введение в теорию стратиграфии/ВИНИТИ.— М., № 1949 Деп., 1974.
10. Мейен С. В. Концепция гомотаксиса и ее значение в геохронологии // Развитие учения о времени в геологии.— Киев: Наук. думка, 1982.— С. 83—100.
11. Ньютон И. Математические начала натуральной философии.— Пг.: Изд-во Николаевской Академии, 1915.
12. Полемика Г. Лейбница с С. Кларком.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1960.
13. Падж Д. Философия геологии.— СПб., 1867.
14. Симаков К. В. Разработка идей временной геологии в конце XIX — начале XX веков // Развитие учения о времени в геологии.— Киев: Наук. думка, 1982.— С. 160—106.
15. Симаков К. В. Принципы измерения времени и построения стратиграфической (геохронологической) шкалы // Там же.— С. 176—198.
16. Симаков К. В., Оноприенко В. И. Возникновение и развитие международной стратиграфической (геохронологической) шкалы // Там же.— С. 68—88.
17. Спенсер Г. Нелогическая геология/Собр. Соч. Т. 3.— СПб., 1866.— С. 277—335.
18. Стенон Н. О твердом, естественно содержащемся в твердом.— М.: Изд-во АН СССР, 1957.
19. Уитроу Дж. Естественная философия времени.— М.: Прогресс, 1964.
20. Beaumont de E. Notice sur les systemes de montagnes.— Paris, 1852.
21. Buffon de J. L. L. Oeuvres philosophiques.— Paris, 1954.
22. Orbigny d'A. Cours elementaire de Paleontologie et de Geologie stratigraphiques.— Paris, 1849. Т. 1, 629 p; 1852. Т. 2, 848 p.
23. Orbigny d'A. Paleontologie Francaise.— Paris, 1851.
24. Phillips J. Memoire of Williams Smith, L. L. D. author of the "Mar of the Strata of England and Wales". 1844.
25. Playfair J. Proof of the Huttonian Theories // A source book in Geology.— N.-Y.; L., 1939.— P 134—137
26. Sedgwick A. Anniversary address // Proc. Geol. Sos. London.— 1834.— V. 6.— P. 1—22.
27. Smith W. Stratigraphical system of organized fossils with references to the specimens of the original geologic collection in the British Museum.— London, 1817.
28. Smith W. The strata of England // A source book in Geology.— N.-Y., L., 1939.— P. 201—204.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Предложена концепция геологической жизни магматических систем. Функционирование магматических систем протекает по тем же основополагающим принципам, что и функционирование биосферы. Это подчеркивает единство законов природы и позволяет использовать для обозначения процесса функционирования магматической системы термин «геологическая жизнь». В трактовке автора магматическая система — это активная саморегулирующаяся и самоорганизующаяся система, в жидком теле которой непрерывно протекает процесс дифференциации (осуществляемый через обмен веществ и энергии).

Есть проблемы, которые одновременно содержат в себе и познавательный, и практический аспекты. Одной из них является проблема выявления основных принципов функционирования магматических систем (очагов, колонн очагов).

В одной из наших работ [7] был рассмотрен обмен вещества и энергии в магматических системах. В результате мы вплотную подошли к следующему выводу: эволюция магматических систем принципиально не объяснима, если относить их к явлениям косной (неживой) природы. Позднее было проведено краткое сопоставление основных принципов функционирования магматических систем и биосферы [8]. При этом обнаружилось: а) принципиальное сходство динамически развивающихся систем — биосферы и магматических очагов (колонн); б) принципиальное отличие последних от статичных геологических систем — таких, как гидросфера, твердая составляющая литосферы.

Цель данной статьи — более детальное рассмотрение выявившегося сходства процессов, протекающих в биосфере и магматических системах. Последовательно рассматривается наличие в функционировании магматических систем закономерностей, характеризующих жизнь биологических систем: наличие запаса свободной энергии, кооперации и борьбы за существование, антиэнтропийной направленности развития, метаболизма, гомеостаза, наследственности и изменчивости, деления. Приведенный перечень не означает, что магматические системы существуют по биологическим принципам; просто в существовании и тех, и других находят отражение общие законы природы. В заключение излагаются практические петрогенетические следствия из развиваемых взглядов.

Наличие запаса свободной энергии. Внутренняя энергия системы U разделяется на две части. Одна часть ее — свободная энергия F , может быть превращена в работу при обратимом изотермическом процессе и в этом смысле является «свободной» [16]. Другая часть не может быть превращена в работу в том же процессе; по Гельмгольцу она называется «связанной» энергией (G). То есть внутренняя энергия равна:

$$U = \begin{array}{c} \text{свободная} \\ \text{энергия} \end{array} + \begin{array}{c} \text{связанная} \\ \text{энергия} \end{array} \quad \text{или } U = F + G.$$

При этом $G = TS$, где T — температура; S — энтропия.

В итоге мы имеем следующее значение для свободной энергии: $F = U - TS$.

Фундаментальной особенностью биологических систем является наличие большого запаса свободной энергии, который позволяет им активно действовать во внешней среде (т. е. производить работу по ее преобразованию). Эта активность проявляется в течение всей жизни биологических систем, включая стадии зарождения, развития и старения. После отмирания биологическая система превращается в труп — холодное тело, в котором остается только связанная энергия; его способность произ-

водить работу равна нулю. На этом существование биологической системы завершается; она разлагается.

Роль свободной энергии в магматических процессах практически не рассматривается современной петрологией. На качественном уровне к оценке ее роли в эволюции магматических систем можно подойти следующим образом.

Магматическая система, как и биологическая, проходит следующие стадии эволюции:

- 1) зарождение, связанное с увеличением теплового потока из недр Земли (формирование либо активизация исходного очага в астеносфере);
- 2) развитие — разрастание магматической системы с приближением к поверхности (формирование магматической колонны);
- 3) отмирание — кристаллизация магматической колонны, превращение ее в неподвижное тело («труп»);
- 4) разложение кристаллического тела метаморфическими, метасоматическими, тектоническими и денудационными процессами.

В закристаллизовавшемся теле присутствует только энергия, которая «связана» в кристаллических решетках минералов. Тело самостоятельно, без приложения внешних сил, неспособно ни к действию во внешней среде (изменению конфигурации своих границ), ни к перестройке внутренней структуры (дифференциации вещества).

Таким образом, внутренняя энергия магматической системы U складывается из двух величин: U_1 — энергии слагающих систему частиц, с которой начинается переход вещества из твердого состояния в жидкое (т. е. «связанной» энергии при температуре кристаллизации); U_2 — «избыточной» энергии вещества, обеспечивающей его существование в жидком состоянии. Величина U_2 отвечает величине энергетического потенциала системы. С его исчерпанием существование магматической системы как активной целостности прекращается; она переходит в состояние «мертвого» кристаллического тела [7].

«Избыточная» внутренняя энергия неизбежно будет расходоваться на макроскопические процессы, т. е. на работу магматической системы. Работа может совершаться в двух формах: внутри системы (магматическая дифференциация) и во внешней среде (механическая работа по раздвижению блоков горных пород и перемещению расплавов). В обоих случаях работа совершается за счет тепловой и химической энергии системы. Та часть «избыточной» внутренней энергии, которая может быть использована на работу, отвечает величине свободной энергии, заключенной в магматической системе. Отсюда видно, что чем больше разница между температурой, при которой магма в данный момент существует, и температурой ее кристаллизации (т. е. чем больше степень перегретости магмы), тем больше запас свободной энергии системы.

Наличие в макросистемах эволюционирующих микросистем. Их борьба за существование. Биосфера является макросистемой, состоящей из эволюционирующих микросистем — организмов. Цикл эволюции каждого организма включает стадии зарождения, развития и отмирания. После отмирания организма составлявшие его атомы переходят в субстрат биосферы (почвы), откуда извлекаются новыми организмами. Таким образом, происходит постоянное обновление микросистем (организмов) в макросистеме (биосфере), сопровождаемое миграцией атомов.

Если рассматривать магматический очаг как макросистему, то мы увидим принципиально ту же картину. Макросистема — магматический очаг — состоит из эволюционирующих микросистем — сиботаксических группировок (сиботаксисов). Согласно наиболее универсальной из полимерных моделей строения силикатных расплавов [5], основу последних составляют сиботаксические группировки — локальные участки с упорядоченным строением. Выделяются сиботаксические группировки двух типов.

1. Сложные комплексные анионы, состоящие из кремнекислородных тетраэдров, спшитых в цепочки (типа $\text{Si}_x\text{O}_y^{z-}$). Строение этих сиботакси-

ческих групп приближается к структуре твердого тела (ближний порядок).

2. Группировки, состоящие из катионов металлов (железо, магний и др.), образующие вокруг себя полиэдры из ионов кислорода. Строение этих групп менее упорядоченное, разуплотненное (структура дальнего порядка).

Сиботаксисы постоянно обновляются — разрушаются и опять зарождаются; атомы, принадлежащие к одной группировке, переходят к другой, вновь возникающей. Наиболее нестабильны группировки дальнего порядка [5].

Взаимодействие биологических организмов (микросистем) в биосфере (макросистеме) происходит в условиях непрерывной борьбы за существование. Борьба за существование — движущая сила биологической эволюции. В магматическом очаге (макросистеме) взаимодействие сиботаксических группировок (микросистем) также происходит посредством борьбы — за кислород. При растворении MeO в SiO_2 ионы кислорода металлического окисла частично переходят к кремнезему, появляется набор кремнекислородных анионов типа $Si_xO_y^{z-}$. Чем сильнее взаимодействие катиона металла с анионом кислорода, тем меньшая часть последних связывается с SiO_2 , и наоборот. Таким образом, «выживаемость» сиботаксической группировки в условиях борьбы за существование в расплаве прямо пропорциональна силе, с которой она способна притягивать анионы кислорода.

Подчеркнем изложенное. В магматической системе эволюционируют аналоги биологических организмов — сиботаксические группировки; как и биологические организмы, они постоянно обновляются, проходя законченный цикл своего развития; взаимодействие их осуществляется через борьбу за существование. В самой магматической системе, как и в биосфере, протекает непрерывная миграция атомов, в ходе которой атомы, принадлежавшие одним микросистемам, с их разрушением переходят к другим, вновь возникающим.

Кооперация. Антиэнтропийная направленность эволюции. Альтернативой борьбе за существование является кооперативность биологических систем. Кооперативность поведения совместно с внутривидовой борьбой пронизывает и определяет весь процесс развития живой природы. В результате кооперации отдельных биологических организмов складывается новый организм более высокого уровня (например, стадо), имеющий собственные цели, свой собственный гомеостазис. В кооперативных системах такого типа обычно существует противоречивое единство целого организма и его частей, которые также являются организмами [13].

В магматических системах процессу кооперации биологических организмов отвечает процесс полимеризации кремнекислородных радикалов типа $Si_xO_y^{z-}$, составляющих сиботаксические группировки ближнего порядка. Согласно полимерной модели О. А. Есина с соавторами [5], в процессе полимеризации усиливается поляризация аниона кислорода кремнием и кислотность комплексов $Si_xO_y^{z-}$ повышается с увеличением их размеров. Деполимеризация — разрыхление кремнекислородной сетки и ее разрыв на отдельные комплексные анионы — обратный процесс, он связан с повышением основности расплава.

Полимерной модели строения силикатных расплавов противостоит модель дискретных анионов, предложенная Дж. О'М. Бокрисом и др. [17]. В последнее время появились новые данные в пользу этой модели [1]. Согласно ей, структуру расплава в интервале SiO_2 33,3—66,7 % составляют анионы SiO_4^{4-} , $Si_2O_7^{6-}$, $Si_3O_9^{6-}$, $Si_4O_{10}^{4-}$. При повышении кремнекислотности расплава ($SiO_2 > 66,7\%$) в нем появляются комплексы, в состав которых входят, наряду с дискретными анионами типа SiO_4^{4-} , тетраэдры SiO_4^0 с нулевым условным зарядом, характерные для расплавленного кремнезема. Предполагается, что эти комплексы имеют глобулярное строение и тетраэдры SiO_4^- размещены в поверх-

постном слое глобул. Поскольку общая теория строения силикатных расплавов, синтезирующая обе рассмотренные модели, еще не создана, мы опираемся в большей мере на полимерную модель О. А. Есина. Смысл ограничений, накладываемых на нее моделью дискретных анионов, сводится, по-видимому, к следующему. Непрерывная полимерная сетка, в которой каждый комплексный анион является лишь промежуточным звеном в бесконечных цепочках связей, в кремнекислых расплавах отсутствует. Каждая группировка (комплекс), с одной стороны, за счет связей с другими группировками является звеном единой структуры расплава, с другой, — автономной системой, независимой от общих взаимосвязей в расплаве. Таким образом, в структуре силикатного расплава проявляются, вероятно, и полимерность, и дискретность. С увеличением кремнекислотности происходит рост степени полимеризации (усиление взаимозависимости группировок) расплава. Это позволяет определить общую эволюцию магматических расплавов как прогрессивную полимеризацию [2].

Прогрессивная полимеризация неразрывно сопряжена с повышением кремнекислотности эволюционирующих магматических расплавов. Все разнообразие путей эволюции магматических систем можно свести к двум главным трендам — кислотному и щелочному. Общей особенностью обоих трендов является накопление в конечных дифференциатах кремнезема: в первом случае этот процесс протекает на фоне низкой и нормальной щелочности, во втором — на фоне высокой. Гомодромная направленность характерна для развития систем разного ранга: и для отдельных очагов, колонн (акт развития которых зафиксирован магматическим комплексом, серией), и для планетарной магматической системы (что отражается в нарастании доли силикатных продуктов в ходе эволюции Земли). В итоге мы приходим к выводу о прогрессивной полимеризации (сопровождающей рост содержания кремнезема) как универсальной особенности развития магматических систем планеты.

Другой универсальной закономерностью является необратимая направленность магматической эволюции Земли, выраженная в увеличении количества формаций и видового разнообразия магматических пород [9]. Магматизм лунной стадии (4,5—3,8 млрд лет), в течение которого сформировалась первичная кора, имел основной состав. Кислый (гранитный) магматизм интенсивно начал проявляться, дополняя основной, с нуклеарной стадии (3,8—2,5 млрд лет). Еще позднее, в кратонную стадию (2,5—1,5 млрд лет) появились первые щелочные формации. В целом, возникновение новых семейств и видов магматических пород приурочено к рубежам главнейших стадий эволюции Земли. С этими периодами связано и появление изменений в составе «сквозных» пород, возникавших в течение всей или почти всей истории планеты.

Подчеркнем основные выводы.

1. Расплав магматической системы, подобно биосфере, можно рассматривать как кооперативную систему, в которой существует противоречивое единство. Противоречивость находит отражение в автономности группировок в расплаве, единство — в полимерности строения расплава, во взаимосвязи между составляющими его группировками.

2. Эволюция магматических систем на всех уровнях (от конкретной магматической колонны для планетарной системы) направлена в сторону усложнения структур: усложняется внутреннее строение расплава, увеличивается разнообразие видов магматических пород. Точно такая же направленность устанавливается для биологической эволюции: усложняется внутреннее строение биологических систем разного уровня (от отдельных организмов до биосферы в целом), увеличивается видовое разнообразие форм жизни. В итоге и биологическая, и магматическая эволюция предстают как антиэнтропийный процесс. Рост энтропии, постулируемый вторым законом термодинамики для изолированных систем, ведет к понижению уровня их организации, разрушению структур. Биологические и магматические системы — открытые, обменивающиеся веще-

ством и энергией с вмещающей средой. Направленность их эволюции антиэнтропийна — происходит рост уровня организации, усложнение структур.

Метаболизм. Наличие метаболизма — непрерывного обмена вещества и энергии — является фундаментальной особенностью биологических организмов. В магматических системах также протекает обмен веществ и энергии [7]. В кратком изложении обмен веществ и энергии в магматических системах сводится к следующему.

Любые магматические системы находятся в анизотропном тепловом и гравитационном поле планеты; возрастание температуры и гравитационные силы направлены к центру Земли. Вследствие тепловой анизотропии внешние (более близкие к поверхности) области магматических очагов (колонн очагов) будут остывать быстрее, чем внутренние. Результат — появление градиента температур между ними и вызванного им восходящего потока тепловой энергии. Но поток теплоты всегда вызывает поток концентраций компонентов; это детерминируется термодинамическими соотношениями взаимности Л. Онзагера. Смысл этих соотношений заключается в том, что различные термодинамические силы (потоки теплоты, концентраций компонентов, электрических потенциалов и т. д.) взаимозависимы и влияют друг на друга. Поток теплоты всегда приводит к появлению потока концентраций компонентов и наоборот; при этом, чем интенсивнее один поток, тем интенсивней и другой. Следует подчеркнуть, что соотношения взаимности Онзагера носят общий характер, они действительны для твердой, жидкой и газообразной среды и не имеют исключений (правда, в сильно неравновесных условиях соотношения усложняются и становятся нелинейными). Появление потока концентраций компонентов в магматической системе, индуцированное потоком теплоты, приводит к появлению градиента концентраций. Фактически происходит процесс дифференциации в жидком состоянии вещества, т. е. ликвационная дифференциация (напомним, что ликвационная дифференциация может протекать в двух формах — контрастной, с распадом расплава на несмешивающиеся фазы, и постепенной, когда градиент концентрации устанавливается статистически в гомогенном расплаве). И в экспериментальных, и в природных системах процесс ликвационной дифференциации в общем случае имеет одинаковую направленность: к полюсу пониженной температуры перемещаются легкоплавкие компоненты (SiO_2 , K_2O , Na_2O), к полюсу повышенной температуры — тугоплавкие (FeO , MgO , CaO). Магматические очаги (колонны) вследствие наличия в них различных физико-химических градиентов (температуры, концентраций компонентов и т. д.) являются неравновесными системами. В этом отношении они точно соответствуют понятию диссипативной структуры, сформулированному в рамках неравновесной термодинамики для макросистем [15].

Магматические системы являются ареной взаимодействия двух противоположно направленных сил. Рассмотрим их на примере обмена веществ. Градиент температур в магматическом очаге (колонне) приводит к появлению потока и градиента концентраций компонентов (накопление легкоплавких компонентов в верхней части). Это самопроизвольный (антиэнтропийный) процесс, индуцированный тепловой анизотропностью планеты, приводящий к увеличению неравновесности в очаге. Но при градиенте концентраций всегда возникает самопроизвольное перемещение компонентов по градиенту концентраций (диффузия, идущая с ростом энтропии), стремящееся выровнять параметры в системе, приблизить ее к равновесию. В результате в очаге должны существовать противоположно направленные потоки вещества, циркулирующие по разным пространственным каналам: прямые, индуцированные внешними силами, и обратные, возникающие самопроизвольно. Таким образом, обмен вещества в магматическом очаге (колонне) — это «круговорот» (как и в биологическом организме) с общей тенденцией перемещения легкоплавких компонентов вверх. Поскольку потоки вещества тесно сопряже-

ны с потоками теплоты, то обмен энергией также будет выражаться в наличии циркулирующих потоков тепловой энергии, с общей тенденцией ее перемещения вверх.

Легкоплавкие компоненты, концентрирующиеся в верхних областях магматических очагов и колонн, являются одновременно и более легкими. Таким образом, перераспределение компонентов в процессе ликвидационной дифференциации одновременно происходит и по направлению гравитационных сил.

Разрастание магматического очага, колонны — длительный дискретно-непрерывный процесс. В ходе его постоянно меняются конфигурация и степень открытости магматической системы. Вследствие этого температура в разных ее частях постоянно меняется. Соответственно меняются интенсивность и направленность (при сохранении генеральной ориентированности) потоков концентраций компонентов и теплоты.

Рассмотрим соответствие изложенных представлений конкретным геологическим фактам.

Восходящий поток тепловой энергии, развиваясь в магматических колоннах, в дальнейшем выходит во вмещающую среду. Отсюда следует, что регионы современной вулканической активности должны отличаться максимальными величинами теплового потока. Этот вывод подтверждается имеющимся фактическим материалом [14]. В таких регионах устанавливается мощная переходная от коры к мантии зона, в которой предполагается наличие больших объемов расплавленного вещества [3].

Дифференцированное распределение петрогенных компонентов можно рассмотреть на магматических системах трех рангов, отвечающих отдельному очагу, колонне очагов и планетарной системе в целом.

1. Верхние части отдельных очагов обогащены легкоплавкой магмой более кислого состава в сравнении с магмой нижних частей. Это четко фиксируется обычно наблюдающейся антидромной последовательностью поступления лав в течение одного акта излияния: сначала изливаются более кислые магмы из «шапки» очага, затем — более основные из его глубинных областей.

2. Верхние очаги магматических колонн имеют наиболее кислый состав, при этом количество легкоплавких и легких компонентов (SiO_2 , K_2O , Na_2O) с глубиной непрерывно уменьшается. По данным Ю. П. Масуренкова [12], риолитовые и дацитовые очаги располагаются на глубинах 5—15 км, андезитовые и андезитобазальтовые — 15—35 км, базальтовые — 30—70 км.

3. Согласно общепринятому разрезу земной коры планеты, ее верхние области обогащены лейкократовыми компонентами (гранитный слой), нижние — мафическими (базальтовый слой). В свете развиваемой концепции — это естественный результат пульсационного сброса легкоплавких и легких компонентов в верхние части земной коры, осуществляемого магматическими колоннами в течение всей геологической истории Земли.

Поддержание гомеостаза. Любая биологическая система стремится к поддержанию гомеостаза — постоянства внутренней среды. В отношении магматических систем эта проблема теоретически совершенно не разработана. Но имеющийся обширный фактический материал указывает на то, что магматические системы также поддерживают свой гомеостаз. В процессе развития магматические очаги ассимилируют самые различные вмещающие породы, но все же их состав остается более или менее постоянным. Изучение магматических комплексов показывает удивительную выдержанность их состава на огромных территориях. Латеральная изменчивость петрохимического состава наблюдается, но она носит не хаотический характер (какой наблюдался бы в случае самопроизвольного «загрязнения» магм разнообразными боковыми породами), а имеет свои закономерности. Во-первых, изменение петрохимического состава магматических комплексов происходит не непрерывно, а дискретно, от ареала к ареалу; каждый ареал комплекса имеет свои индивидуальные особен-

ности [6]. Во-вторых, изменение носит направленный характер; например, в магматических комплексах, развитых в зоне перехода от океанической коры к континентальной, в сторону последней происходит постоянное нарастание содержания калия. Все изложенное указывает на то, что в магматических системах разного ранга существует определенный механизм, поддерживающий устойчивые соотношения компонентов в их различных частях, независимо от состава вмещающей среды. И этим механизмом является, согласно развиваемым представлениям, непрерывно протекающий в магматических системах обмен веществ, перераспределяющий ассимилированные компоненты в соответствии с закономерностями внутреннего строения.

Деление. Наследственность и изменчивость. Деление — способ размножения простейших биологических организмов. Известные, хотя и малораспространенные представления о делении магматических систем основаны на актах ликвационного расщепления (контрастной ликвационной дифференциации). Причины и механизм деления очагов изучались нами [7], а наиболее фундаментальное рассмотрение следствий этого процесса, реализующегося в формировании разнообразных магматических серий, проведено А. А. Маракушевым с соавторами [10, 11].

Мы считаем, что формирование магматической серии (комплекса) представляет дискретно-непрерывный процесс, в течение которого периоды спокойного развития системы чередуются с актами ее кардинальной перестройки. В период спокойного развития магматического очага происходит постепенное накопление в верхней его части легкоплавких компонентов. В результате в нем нарастает градиент концентраций компонентов между нижними и верхними областями, т. е. увеличивается неравновесность системы. Согласно взглядам И. Пригожина [15], открывшего новую главу в неравновесной термодинамике, возрастание неравновесности в любой макросистеме рано или поздно приведет к достижению предела устойчивости системы в ее прежнем виде. За этим пределом, называемым точкой бифуркации, система перейдет в иное состояние. В нашем случае это означает, что существует предел сосуществования фактически разных по составу магм (в верхней и нижней части) в гомогенном очаге, без фазовой границы. При его превышении система становится неустойчивой и распадается на две фазы. Этот процесс, экспериментально исследованный Л. М. Делициным с соавторами [4], протекает в две стадии. Первая стадия (микроликвации): зарождение многочисленных мелких капель новой (более легкоплавкой) фазы во всем объеме расплава, одновременно меняется и состав матрицы. Вторая стадия (макроликвации): коалесценция капель новой фазы и ее макрообособление в верхней части объема, появление общей границы между фазами. Очевидно, аналогичным образом данный процесс протекает и в природных магматических системах. Подтверждение этому — широчайшее распространение вариолитовых текстур в лавах, что отражает не везде и не всегда полностью прошедший переход микроликвации в макроликвацию.

Разделившиеся фазы резко неравновесны не только по составу, но и по наличию свободной энергии. Они сосуществуют при одинаковой температуре, но температура кристаллизации легкоплавкой фазы намного ниже, соответственно степень ее перегретости и запас свободной энергии — выше. Запас свободной энергии определяет способность системы к производству работы. Вследствие этого легкоплавкая фаза затрачивает часть своей избыточной свободной энергии на механическую работу по раздвижению окружающих блоков горных пород и перемещается кверху, обособляясь в пространстве и формируя свой собственный магматический очаг. Последовательный ряд таких актов (сопровождающийся «подактами» — перемещением расплавов кверху и формированием промежуточных очагов без акта расслоения) и образует вертикальные магматические колонны. В них каждый вышерасположенный очаг со-

держит более кислую (легкоплавкую) магму, что отвечает существующим представлениям о строении магматических колонн.

Такой способ разрастания колонн (через «удвоение» очагов) позволяет говорить о проявлении наследственности и изменчивости при развитии магматических систем. Известно, что магматические серии обладают рядом «сквозных» петрогеохимических особенностей, которые фиксируются во всех фазах. Это может быть повышенная щелочность, аномальное (высокое или низкое) содержание редкого элемента, устойчивое соотношение каких-либо компонентов и т. д. Совокупность таких «сквозных», устойчивых особенностей, присущих всем фазам и фациям, предлагается называть генотипом магматической серии (комплекса). Генотип является «лицом» серии, он отражает индивидуальные особенности сформировавшейся ее магматической системы. Наследственность магматических систем тесно сопряжена с изменчивостью. Последняя проявляется в изменении состава последовательно формирующихся очагов (фаз) и имеет закономерный направленный характер. Главной закономерностью, в русле которой протекает изменение состава эволюционирующих магматических систем, является рост кремнекислотности.

Наследственность, изменчивость, генотип — терминология, заимствованная из биологии. В рамках этой науки данные термины были сформулированы, однако самой природой в них заложен гораздо более универсальный смысл. И в связи с этим их использование для магматических систем не только оправдано, но и необходимо.

Заключение. Главная цель проведенного исследования — показать общность законов природы, проявляющихся в различных — биологических и магматических — системах. Общие принципы функционирования первых изучены несравненно лучше, чем вторых. Это связано с тем, что биологические организмы доступны прямому всестороннему изучению; магматические же системы скрыты в недрах Земли, и их эволюция выявляется главным образом на основе реконструкций, опирающихся на конечные результаты деятельности. Но в основании природных явлений лежат общие, универсальные законы, разные грани которых вскрываются отдельными науками. И это дает право широко использовать в качестве ориентира для научных поисков метод аналогий.

Существование биологических организмов определяется термином жизнь. Все рассмотренные особенности эволюции биологических систем проявляются и в эволюции магматических. Это дает основание говорить об эволюции магматических систем как о процессе их геологической жизни. Геологическая жизнь протекает на качественно более низком уровне, чем биологическая: в ней нет ни сознания, ни его зачатков — цюгадливости, присущей животным. Но в жизни магматических и биологических систем есть общее: они являются соединенными в единое органичное целое материально-энергетическими структурами. Смерть для обоих типов структур означает одно и то же: разрыв связи между материей и энергией. Энергия (свободная) покидает эволюционировавшую систему и рассеивается в пространстве, материя остается в виде либо трупа организма, либо холодного закристаллизовавшегося тела магматического пород.

Практическое следствие для петрологии изложенных построений заключается в следующем: предлагается новое понимание природы и сущности магматической системы. Прежде всего, магматическая система — это такая же диссипативная структура (терминология И. Пригожина), как и любая биологическая или социальная система. Как известно, диссипативная структура формируется вдали от состояния равновесия и поддерживает устойчивость за счет обмена энергией и веществом с внешней средой. Магматическая система является неравновесной. Она функционирует в неравновесном (анизотропном) термодинамическом поле планеты. Вследствие этого в ней постоянно существуют градиенты температуры и концентраций компонентов, удаляющие ее от состояния рав-

новесия. Магматическая система — открыта, она обменивается веществом и энергией с внешней средой.

Традиционное понимание сущности магматической системы, господствующее в современной петрологии, заключается в следующем: это — эволюционирующая пассивная система, в жидком теле которой не происходит никаких закономерных дифференциаций; весь процесс дифференциации протекает на финальной стадии ее эволюции (при кристаллизации, т. е. отмирании) либо при воздействии внешних иницирующих факторов (потоков трансмагматических флюидов). Наше понимание сущности магматической системы заключается в следующем: это активная самоорганизующаяся и саморегулирующаяся система, в жидком теле которой постоянно протекает процесс дифференциации (через обмен веществ и энергии). Взаимоотношения ликвационной, кристаллизационной и флюидно-магматической дифференциации на разных этапах цикла существования магматической системы рассмотрены в [7].

Концепция геологической жизни магматических систем постулирует огромную роль ликвационной дифференциации в петрогенетических процессах. Признание этого механизма ведущим способом дифференциации позволило бы просто и естественно объяснить многие наблюдающиеся факты. По существу, главным серьезным препятствием этому признанию является неточное совпадение составов природных магматических ассоциаций и составов ликвантов в экспериментальных камерах. Этому есть объяснение, которое дает неравновесная термодинамика. Макроскопические процессы, протекающие в любой системе, зависят от числа атомов, из которых она состоит. Если мы имеем две системы одинакового состава, но одна с очень малым количеством атомов, а другая — с очень большим, то протекающие в них процессы будут отличаться. Экспериментальные системы — это микросистемы, к тому же замкнутые; природные магматические системы — это открытые макросистемы, эволюция которых охватывает громадные промежутки времени. Поэтому естественно, что детали протекающих в них процессов будут отличаться. Принципиальное же сходство есть. Магматический расплав гетерогенен: сиботаксические группировки ближнего порядка составлены SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O и структурно обособлены от сиботаксических группировок дальнего порядка, в которых концентрируются FeO , MgO , CaO . В экспериментальных камерах окислы SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O обнаруживают неограниченную смешимость в гомогенный расплав и ликвируют от окислов FeO , MgO , CaO . Развитие природной магматической серии — это, по существу, длительный ликвационный процесс обособления конечных дифференциатов, состоящих из SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O (гранитные расплавы), от окислов FeO , MgO , CaO , концентрирующихся в исходных базит-гипербазитовых магмах. И, наконец, планетарный конечный результат — формирование верхнего гранитного слоя коры, пространственно обособленного от базальтового.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анфилов В. Н., Бобылев И. Б., Анфилова Г. И., Зюзева Н. А. Строение и свойства силикатно-галогенидных расплавов. — М.: Наука, 1990.
2. Анфилов В. Н., Брагина Г. И., Огородникова В. Я. Критерий степени полимеризации и эволюция магматических расплавов // Геохимия. — 1978. — № 1. — С. 119—122.
3. Балеста С. Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. — М.: Наука, 1981.
4. Делицин Л. М., Мелентьев Б. М., Делицина Л. В. Ликвация в расплавах — зарождение, развитие, стабилизация // Докл. АН СССР. — 1974. — Т. 219, № 1. — С. 190—193.
5. Есин О. А., Гельд П. В. Физическая химия пирометаллургических процессов. Т. 2. — М.: Металлургия, 1966.
6. Изох Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. — М.: Недра, 1978.
7. Компаниченко В. Н. Эволюция магматических и магматогенно-рудных систем. — Владивосток, 1984.

8. *Компаниченко В. И.* Зарождение биосферы в недрах Земли.— Хабаровск, 1991.
9. *Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли*/О. А. Богатиков, С. В. Богданова, А. М. Борсук и др.— М.: Наука, 1987.
10. *Маракушев А. А.* Петрогенезис.— М.: Недра, 1988.
11. *Маракушев А. А., Безмен Н. И.* Эволюция метеоритного вещества, планет и магматических серий.— М.: Наука, 1983.
12. *Масуренков Ю. П.* Вулканы над интрузиями.— М.: Наука, 1979.
13. *Моисеев Н. Н.* Человек и ноосфера.— М.: Молодая гвардия, 1990.
14. *Моисеевко У. И., Смыслов А. А.* Температура земных недр.— Л.: Недра, 1986.
15. *Пригожин И., Стенгерс И.* Порядок из хаоса.— М.: Прогресс, 1986.
16. *Радушкевич Л. В.* Курс термодинамики.— М., 1971.
17. *Bockris J. O'M., Tomlinson J. W., White J. L.* The structure of the liquid silicates // Trans. Faraday Soc.— 1956.— V. 52, N 3.— P. 299—310.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
30 января 1992 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 548.4

Л. П. Карсаков, Н. В. Бердников

ГРАНУЛИТЫ МАМЫНСКОГО ВЫСТУПА
И УСЛОВИЯ ИХ ДИАФТОРЕЗА

Методами термобарогеохимии изучены условия повторного метаморфизма гранулитового комплекса в фундаменте Мамынского выступа на севере Буреинского массива. Рассчитаны пиковые параметры диафтореза ($T \geq 380-400$ °С, $P \approx 2,5$ кбар), положение регрессивного тренда. Первоначально гомогенный метаморфический флюид состава $\text{CO}_2 + \text{CH}_4 + \text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$ в ходе снижения T и P гетерогенизировался на существенно водный и углекислотно-метановый. Диафторез мамынских гранулитов связывается с редукцией земной коры на территории Буреинского массива.

Мамынский выступ фундамента Буреинского массива расположен в междуречье Зeya — Селемджа, в центральной части Амурской области. В структурном плане он представляет собой элемент Аргуно-Мамынского блока [5, 6], отделенного от Цзямусы-Буреинского блока Большехинганго-Селемджинской системой палеозойской складчатости. В пределах Мамынского выступа из-под кайнозойского чехла на поверхность выходят образования трех мегакомплексов, соответствующих крупным этапам геологического развития региона: нижнего, объединяющего комплексы докембрийских пород; среднего, представленного субплатформенными кембрийско-силурийско-девонскими образованиями, и верхнего, сложенного континентальной осадочной молассой мезозоя.

В строении нижнего мегакомплекса принимают участие разновозрастные докембрийские образования [5]. Объектом данного исследования являются наиболее древние из них — комплекс гранулитов, существование которого здесь было доказано сравнительно недавно. В 1977 г. при проведении крупномасштабного картирования в бассейнах рек Нинни и Сагаян, где на карте среднего масштаба был показан гранитный массив мелового возраста, геологами Зейской экспедиции В. А. Рыбалко и Ю. А. Любарской были отобраны образцы негранитного состава. По определению Л. П. Карсакова, они оказались глубоко метаморфизованными породами, представленными высокоглиноземистыми гнейсами и кристаллическими сланцами с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, графитом, гранатовыми гранулитами (до 35 % пиропового минала в гранате, по устному сообщению Ю. С. Ляховкина), двупироксеновыми и биотит-двупироксеновыми сланцами и амфиболитами. С ними ассоциируют аляскиты с линзовидными выделениями голубоватого кварца, пятнистые гранитогнейсы (апочарнокиты). Несмотря на зачастую значительную степень диафтористических изменений, первичные парагенезисы этих пород сохранили отчетливые признаки образования в $T - P$ -условиях гранулитовой фации. Вокруг граната в гранулитах развиты тонкие короны симплектитовых прорастаний гиперстен-кордиеритового и кварц-кордиеритового состава. Такие коронарные структуры очень характерны для пород гранулитовых комплексов, слагающих цоколи древних платформ [4]. Образование коронарных структур обусловлено снижением $T - P$ -параметров гранулитового метаморфизма в регрессивную стадию. Обнаружен-

ный в образцах силлиманит крупношестоватый, типичный для гранулитов. По петрографическому составу, структурно-текстурным признакам и сопутствующим интрузивным образованиям гранулитовый комплекс Мамынского выступа похож на гранулитовый комплекс Становой области.

Мамыньские гранулиты испытали низкотемпературный диафторез. Его результатом явились хлоритизация граната по трещинам и окраинам кристаллов, серицитизация плагиоклаза, изменения биотита с выделением сагитовой решетки рутила, а также перекристаллизация крупных зерен кварца с образованием мозаичных агрегатов. В то же время первичные структурно-текстурные признаки породы сохраняются.

Гранулиты Мамынского выступа слагают тектонический блок, граничащий с окружающими породами по разломам. В частности, на юге он отделен разломом от пород гнейсового комплекса (по Ю. С. Ляховкину — позднеархейского возраста), сложенного гнейсовидными биотитовыми плагиогранитами, габбро-амфиболитами, метаморфизованными в амфиболитовой фации.

На Мамыньском выступе описанные гранулиты являются первой находкой. Ранее присутствие диафторированных гранулитов нами было отмечено в северо-восточной части Хингано-Туранского выступа, в бассейне р. Бысса. К западу от Мамыньского выступа выходы гранулитов известны в фундаменте Аргунского массива, в районе устья р. Гаремур.

Флюидный режим формирования пород мамыньского гранулитового комплекса изучен на примере типичного образца гранатового гранулита К-648 из бассейна р. Сагаян. Порода сильно диафторирована, из первичных минералов диагностируются гранат, силлиманит, плагиоклаз и кварц. Гранат разбит на блоки, по трещинам и с краев замещается хлоритом. Его окружает симплектитовая корона, в которой гиперстен замещен хлоритом, а кордиерит — пинитом. Кварц частично перекристаллизован и в участках перекристаллизации лишен обычных для кварца гранулитов многочисленных иголок рутила.

Флюидные включения обнаружены лишь в кварце. При этом приуроченности их к участкам перекристаллизации не отмечено. По составу содержимого флюидные включения подразделены на три группы: водно-солевых растворов, углекислотно-метановых смесей и смешанного состава.

Включения водных растворов, однофазные или газовой-жидкие, трассируют залеченные микротрещины, практически не ограничены, что указывает на их вторичный характер. Размеры их не превышают 2—3 мкм. Температура эвтектики наполняющих растворов составляет -21°C , а окончание плавления фазы льда происходит при $0 \div -5^{\circ}\text{C}$. Эти данные говорят о том, что включения содержат низкоконцентрированные (не более 7—8 %) растворы NaCl. В газовой фазе таких включений CO_2 и другие низкокипящие газы не вымерзают, кристаллогидраты при охлаждении не образуются. Гомогенизация содержимого включений происходит в широком интервале температур от 0 (однофазные водные) до 210°C (газово-жидкие).

Включения углекислотно-метановых смесей, так же, как и включения водно-солевых растворов, имеют вторичный характер, отличаясь от последних несколько более изометричными формами и укрупненными размерами (до 5—7 мкм). Соотношение CO_2 и CH_4 во включениях изменчиво. Зонки преимущественно углекислотных включений ($T_{\text{пл}} \text{CO}_2$ до -62°C , $T_{\text{гом}} = +6,5 \div -18^{\circ}\text{C}$), в которых метан в качестве отдельной фазы не вымерзает, встречаются редко. Гораздо чаще встречаются включения с преобладанием метана, углекислота в которых вымораживается в виде твердой фазы ($T_{\text{пл}} = -59 \div -69^{\circ}\text{C}$). Их гомогенизация в жидкость происходит при $-110 \div -149^{\circ}\text{C}$. Обнаружены также включения, в которых CO_2 не вымерзает даже при максимально низких температурах (температура гомогенизации в жидкость $-91 \div -116^{\circ}\text{C}$). Морфологически все углекислотно-метановые включения сходны и определить в них преобладание того или иного компонента можно только в криокамере.

Заморозить низкокипящую жидкость во включениях не удалось, однако на ее метановый состав указывают значения температуры гомогенизации в жидкость ($-91 \div -149^\circ\text{C}$) [1]. Как следует из диаграмм состояния, включения сжиженного азота и азотно-углекислотных смесей, наиболее близкие к метановым по криометрическим свойствам, могут гомогенизироваться в жидкость только при температурах не выше -149°C .

Двужидкие включения (водный раствор + метаново-углекислотная смесь) встречаются редко. Они либо возникают в местах пересечения зон водных и углекислотно-метановых включений, либо, очень редко, образуют отдельные короткие зонки. Температура их гомогенизации в жидкость составляет $310-380^\circ\text{C}$, при максимальных температурах в субкритическом режиме.

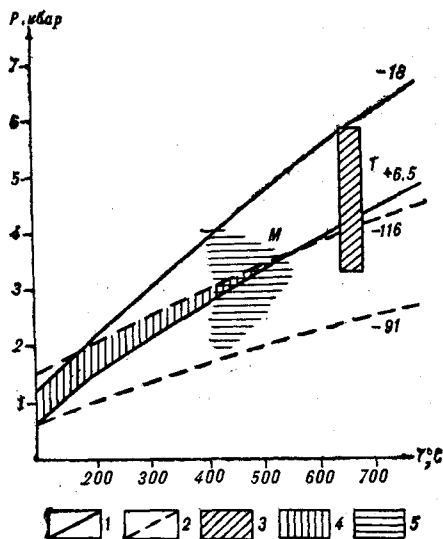
Помимо упомянутых выше небольших различий в морфологии включений водных растворов и углекислотно-метановых смесей наблюдаются различия и в локализации их сообществ. Зоны включений низкокипящих газов в большинстве случаев образуют близортогональную сетку, которая зачастую очень плотно покрывает зерна кварца или их участки. Реже встречаются зоны, расположенные к зонам из сетки под углом, близким к 45° . Зоны включений водных растворов трассируют микротрещины, расположенные в зернах кварца беспорядочно. При пересечении зон углекислотно-метановых включений они перенаполняют последние с образованием включений смешанного состава, из чего можно заключить об их несколько более позднем генезисе.

Таким образом, криометрические исследования показали, что измененные гранулиты фундамента Мамынского выступа имеют водно-углекислотно-метановую с примесью NaCl флюидную специализацию. Принимая во внимание петрологические данные, можно утверждать, что она имеет наложенный характер. Реликтов первичной (гранулитовой) флюидной системы, обычно представленной высокоплотными включениями практически чистой CO_2 , не обнаружено.

Состояние водно-углекислотно-метанового флюида эволюционировало во времени. Судя по обнаружению двужидких включений смешанного состава, образование которых не связано с перенаполнением, на наиболее раннем и высокотемпературном этапе наложенного метаморфизма флюид был гомогенным. При снижении температуры он гетерогенизировался с образованием собственно водной и метаново-углекислотной фаз, которые сформировали собственные системы включений в кварце — сначала метаново-углекислотную, потом водно-солевою.

Связь изученных систем включений с диафторезом гранулитов подтверждает их исключительно вторичный (наложенный) характер. О привнесенном характере диафтористического флюида свидетельствует широкое развитие на этапе диафтореза водосодержащих минералов, которое было бы невозможно, если бы сухая гранулитовая флюидная система оставалась закрытой. По мере поступления в повторно метаморфизуемые породы флюид последовательно менял свой состав от гомогенного смешанного через метаново-углекислотный до низкоконцентрированного водно-солевого. При этом, как было показано выше, метаново-углекислотный флюид был непостоянен по составу. В морфологически однородных зонах включения содержат смеси с различным соотношением CO_2/CH_4 — от собственно углекислотных до собственно метановых.

На рисунке представлена попытка реконструкции $T - P$ -условий диафтореза. Следует отметить, что для углекислоты более достоверной является изоденса, отвечающая $T_{\text{гом}} = +6,5^\circ\text{C}$, так как для включений с высокими температурами гомогенизации характерны $T_{\text{пл}} \text{CO}_2$, наиболее приближенные к температуре тройной точки чистой углекислоты. Низкие же $T_{\text{гом}} \text{CO}_2$ с большой вероятностью могут быть связаны с примесью метана. Сингенетичность включений, богатых CO_2 и богатых CH_4 , предполагает их образование в $T - P$ -области наложения полей, ограниченных соответствующими изоденсами (поле М на рисунке). Это поле разделяется на две области линией гомогенизации — гетерогенизации водно-угле-



$T - P$ -условия диафтореза гранулитов Мамынского выступа.

1, 2 — граничные изоденсы CO_2 (1) и CH_4 (2) с соответствующими им температурами гомогенизации включений; 3 — условия образования пород тастахской серии (T) по [2]; 4 — область наложения полей плотностей сингенетических включений CO_2 и CH_4 — наиболее вероятная область $T - P$ -эволюции параметров диафтореза гранулитов Мамынского выступа (M); 5 — область первично гомогенного флюида, маркирующая близниковые $T - P$ -параметры диафтореза.

кислотно-метанового с примесью NaCl флюида. В низкотемпературной области возможно образование включений как водно-солевого раствора, так и углекислотно-метановой жидкости, а в высокотемпературной — первично гомогенного флюида смешанного состава. Положение этой линии зависит от многих факторов (P , соотношений в системе $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{CH}_4 - \text{NaCl}$, наличия других примесей), часть из которых может меняться в течение процесса. С определенной долей условности в качестве такой линии нами принята линия гетерогенизации флюида состава $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ (40 мол.%) + NaCl (6 мас.%) при 2 кбар [7], как наиболее близко аппроксимирующая характеристики изученных включений. Процессы гомогенизации — гетерогенизации на этой линии проходят при температуре порядка 400°C , что неплохо коррелирует с температурами гомогенизации двухжидких включений ($310 - 380^\circ\text{C}$). Таким образом, высокотемпературная область поля M на рисунке наиболее близка по $T - P$ -параметрам к условиям диафтореза, а значения $T = 380 - 400^\circ\text{C}$ и $P = 2 - 2,5$ кбар следует принять в качестве минимальных.

Сходный состав и эволюция флюида изучены нами в гнейсах тастахской серии из верховьев р. Бурей [2], метаморфизованных и мигматизированных в условиях амфиболитовой фации при более высоких $T - P$ -параметрах (область T на рисунке). Их минералы содержат как вторичные, так и первичные включения той же водно-углекислотно-метановой специализации. В связи с этим можно предположить, что метаморфизм тастахской серии и диафторез мамынских гранулитов являются результатом одного процесса, связываемого нами с редукцией земной коры на территории Буреинского массива [3]. Этот процесс характеризовался сокращением мощности земной коры путем внедрения с глубины базитового материала и подплавлением снизу сиалического субстрата, а также мощной денудацией сверху во время длительного воздымания. Редукции сопутствовали повторный метаморфизм и гранитообразование. С такой моделью диафтореза изученных пород увязывается и достаточно восстановленный (метансодержащий) состав флюида, источником которого, вероятнее всего, явились основные глубинные магмы. Вода и, возможно, часть CO_2 в этом случае появилась во флюиде на более высоких горизонтах в результате его окисления. В то же время не исключена возможность генерации метансодержащего флюида за счет прогресса вмещающих гранулиты графитсодержащих пород.

1. Бердников Н. В. Термобарогеохимия докембрийских метаморфических комплексов Дальнего Востока.— М.: Наука, 1987.
2. Бердников Н. В., Томиленко А. А., Карсаков Л. П. Эволюция флюидного режима метаморфизма и ультраметаморфизма на востоке Буреинского массива // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 285, № 2.— С. 439—441.
3. Бердников Н. В., Карсаков Л. П. Флюидный режим преобразования докембрийских комплексов в фанерозойских складчатых системах // Тихоокеан. геология.— 1990.— № 2.— С. 116—118.
4. Карсаков Л. П. Глубинные гранулиты.— М.: Наука, 1978.
5. Карсаков Л. П. Метаморфические комплексы Приамурья // Метаморфизм докембрия в районе БАМ.— Л.: Наука, 1983.— С. 66—97.
6. Карсаков Л. П., Малышев Ю. Ф. Глубинное строение и эволюция докембрийских блоков в Амурском регионе // Геология и эволюция бассейна р. Амур: Тезисы докл. Советско-Китайского симпозиума. Ч. 2.— Благовещенск, 1989.— С. 68—70.
7. Bowers T. S., Helgeson H. C. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system $H_2O - CO_2 - NaCl$ on phase relations in geologic systems: Equation of state for $H_2O - CO_2 - NaCl$ fluids at high pressures and temperatures // *Geochem. cosmochem. acta.*— 1983.— V. 47.— P. 1247—1275.

ИТИГ ДВО РАН
Хабаровск

Поступила в редакцию
15 января 1992 г.

УДК 549.621.9 : 552.333(235.34)

А. И. Христенко

АКЦЕССОРНЫЕ ГРАНАТЫ ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ ТОКИНСКОГО СТАНОВИКА

Впервые представлены данные по изучению акцессорных гранатов из щелочных базальтоидов Токинского Становика. Приведены химические составы гранатов, а также ассоциирующих с ними биотита, амфиболов, включений ильменита. Выделены две группы гранатов: альмандины и пироп-альмандины. Изученные альмандины имеют ксеногенную природу, так как аналогичны таковым из пород фундамента (гнейсам и сланцам), а пироп-альмандины в щелочных базальтах имеют, возможно, как ксеногенную, так и реститовую природу. В случае ксеногенного образования пироп-альмандины представляют более глубинные (основание земной коры) породы, чем гранулиты, которые выходят на дневную поверхность и характерны для Алдано-Станового региона. В пользу реститового генезиса пироп-альмандинов в базальтах свидетельствует наличие аналогичных минералов и в ксенолитах шпинелевых лерцолитов, где их образование возможно в результате процессов мантийного метаморфизма.

Среди кайнозойских щелочных базальтоидов Токинского Становика, находящихся на южной окраине Алданского щита, выделены следующие минералогическо-петрографические группы: гавайиты, базаниты (нефелиновые и лейцитовые), лимбургиты, нефелиниты. В них отмечаются мантийные нодулы, которые представлены шпинелидсодержащими лерцолитами и верлит-пироксенитами. Были также обнаружены включения эклогитоподобных диопсид-гранат-плагноклазовых пород и единичный гранат ($3,5 \times 4,0$ см), возможно, представляющий мегакристалл [7, 11]. В вулканических брекчиях отмечались включения гранатовых перидотитов и пироксенитов [1]. При этом химический состав гранатов не приводился. Необходимо отметить, что гранат и ассоциирующие с ним минералы являются хорошими индикаторами физико-химических условий среды кристаллизации глубинных минеральных ассоциаций в кимберлитах, лампроитах, щелочных базальтоидах.

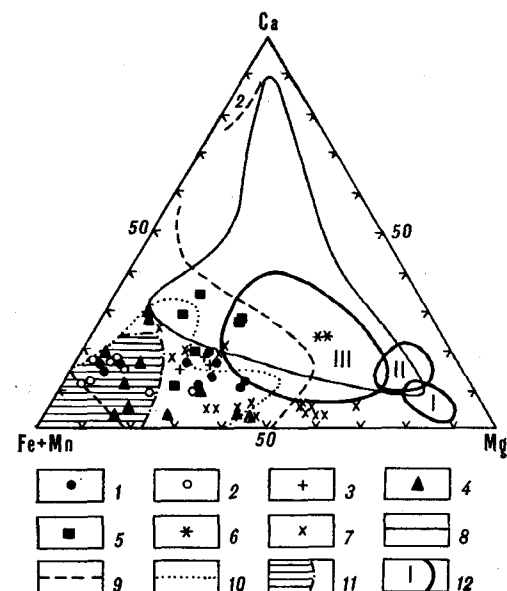
При изучении акцессорной минерализации базальтоидов Токинского Становика в протолочках нами были обнаружены гранаты и следующие минералы: графит, золото, муассанит, ильменит, хромшпинелиды, гале-

Компоненты	Gr+Bi		Gr+Bi		Gr+Am		Gr+Am	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	40,00	35,21	38,04	34,51	40,21	40,46	40,14	40,20
TiO ₂	0,02	1,02	0,07	3,18	—	0,46	0,01	0,45
Al ₂ O ₃	23,06	18,92	21,97	15,86	22,97	20,22	22,69	19,76
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0,04	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	—	0,43	—	—	—	—	—
FeO	23,17	18,40 *	34,31	28,37	22,67	15,04 *	24,26	15,98 *
MnO	1,92	0,21	1,39	0,09	2,47	0,49	2,44	0,57
MgO	7,46	12,34	1,30	4,47	8,04	8,56	8,27	8,14
CaO	7,35	—	5,82	0,01	6,32	10,58	4,73	10,34
Na ₂ O	—	0,21	—	0,01	—	2,15	—	2,10
K ₂ O	0,01	9,17	0,02	8,51	0,02	0,39	0,01	0,67
H ₂ O	—	3,96	—	3,75	—	2,04 **	—	2,03 **
Сумма...	102,98	99,44	103,34	98,76	102,72	100,38	102,55	100,23

Примечание. Анализы 1, 3, 5, 7, 11, 13—16—гранаты из протоочки базальтоидов; болы; 10, 12 — ильмениты. Анализы 1—13 выполнены на рентгеновском микроанализаторе «СА 16» — выполнены на рентгеновском микроанализаторе «САМЕВАХ» в СВ КНИИ ДВО РАН, г. Магуммарное железо, ** — H₂O рассчитывалось по стехиометрической формуле.

нит, халькопирит, пирит, марказит, ругил, корунд, амфибол, мусковит, флогопит.

Зерна гранатов имеют округлую форму, размер 0,5—1,0 мм. По химическому составу гранаты делятся на две группы: 1) красно-розовые альмандины (см. таблицу, ан. 3, 11, 13), в которых количество альмандинового, пиропового и гроссулярового миналов колеблется в интервалах 71,8—76,5 %, 5,1—9,3 % и 15,11—17,03 % соответственно, при железистости 88,58—93,68 %; 2) оранжево-красные с желтоватым оттенком пироп-альмандины (ан. 1, 5, 7, 9, 14—16) с содержанием пиропового минала 22,55—38,9 %, альмандинового — 47,53—59,65 %, гроссулярового — 10,17—19,62 %, при железистости — 55,0—71,52 %. На диаграмме (Fe + Mn) — Ca — Mg (см. рисунок) гранаты первой группы располагаются в поле эпидот-амфиболитовой фации, тогда как пироп-альмандины попадают в поля гранулитовой и амфиболитовой фаций [12] и располагаются вблизи поля гранатов из эклогитов (в том числе и алмазонасных) в кимберлитах и Mg — Fe бесхромовых гранатов в алмазах [13]. Подобные гранаты отмечаются в ксенолитах эклогитоподобных и кристаллических пород фундамента в кимберлитах, в базитовых трубках взрыва, в эклогитах и биотитовых гнейсах (и плагигнейсах) [5, 8, 14 и др.].



Составы гранатов из:

1 — щелочных базальтоидов Токинского Становика и их шпинелидсодержащих лерцолитовых ксенолитов (см. таблицу); 2 — туфов базитовой трубки взрыва Маар-Сизэн (Мало-Ботуобинское поле, Якутия) [8]; 3 — ксенолитов эклогитоподобных и кристаллических пород фундамента в кимберлитах [5]; 4 — ультраосновных вулканитов западного склона Урала и их глубинных ксенолитов [6]; 5 — эклогитов, биотитовых гнейсов и плагигнейсов Кокчетавского массива [13]; 6 — щелочных базальтоидов, содержащих акцессорный алмаз [3]; 7 — кристаллических сланцев и гранулитов Чогарского комплекса [4]; 8—11 — поля составов пироп-альмандиновых гранатов из разных фаций метаморфизма [12] (8 — из эклогитовой (вместе с гроссидитами), 9 — из гранулитовой (вместе с богатыми кальцием гранатами), 10 — из амфиболитовой (вместе с фациями дистеновых гнейсов и сланцев), 11 — из эпидот-амфиболитовой и роговиковой), 12 — поля: I — хромовых пиропов из алмазов, II — пиропов из гранатовых перидотитов, III — гранатов из ксенолитов эклогитов (в том числе и алмазонасных) [13].

Gr+Il		Cr+Il		Cr			
9	10	11	12	13	14	15	16
39,66	—	38,38	—	38,08	40,62	40,40	41,18
0,02	50,74	0,07	49,56	—	0,04	0,02	0,06
22,69	—	22,11	—	21,74	22,44	22,56	22,79
0,01	0,01	0,01	—	—	0,01	—	—
—	3,49	0,09	5,70	0,25	—	—	—
26,69	42,37	32,96	44,21	34,79	23,45 *	22,11 *	23,06 *
1,40	1,01	0,75	0,24	0,90	3,24	1,06	1,18
5,96	1,23	2,38	0,04	1,40	7,97	10,16	10,23
6,54	0,03	6,21	0,02	5,69	4,27	4,20	3,77
—	—	—	—	—	—	—	—
0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
103,00	98,90	102,96	99,80	102,86	102,05	100,51	102,28

анализ 9 — гранат из ксенолита шпинелевого лерцолита. Анализы 2, 4 — биотиты; 6, 8 — амфи-
МЕВАХ» в ИВ ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, аналитик Г. П. Пономарев; анализы 14 —
гадан, аналитик В. В. Акинин. Gr — гранат, Bi — биотит, Am — амфибол, Il — ильменит. * —

На Урале в основной массе субщелочных вулканитов (г. Благодать) изучены аналогичные альмандины, а в ксенолитах коровых эклогитов из лимбургитов обнаружены пироп-альмандины, сходные с нашими, при этом уральские гранаты из основной массы пикритовых порфиритов и их туфов [6] занимают промежуточное положение между первой и второй группами гранатов из базальтоидов Токинского Становика. На диаграмму вынесены составы гранатов из кристаллических сланцев и гранатовых гранулитов Чогарского комплекса Становой складчатой зоны (Сивакано-Токский и Чогарский блоки) [4]. Наиболее близки по химическому составу изученным нами гранатам (вторая группа) пироп-альмандины из гранат-роговообманково-двушироксеновых кристаллических сланцев Чогарского комплекса. Гранаты из других разновидностей кристаллических сланцев и гранатовых гранулитов Чогарского комплекса, а также из гранулитов Алдано-Станового региона [10] отличаются значительно меньшим содержанием CaO и большим — MgO. Для сравнения на диаграмму вынесены химические составы мегакристов граната из щелочных базальтоидов, содержащих акцессорный алмаз [3]. Последние четко отличаются от изученных нами по содержаниям Fe²⁺, Mg и Ca, что указывает на значительно большие глубины образования мегакристаллов.

Один из гранатов первой группы находится в парагенезисе с биотитом (см. таблицу, ан. 3 и 4). Рассчитанная по биотит-гранатовому геотермометру [9] температура равновесия для этой пары минералов составила 643 °С. Учитывая это, а также высокую железистость гранатов и их химический состав, можно считать, что гранаты первой группы представляют собой реликты кристаллических пород фундамента — гнейсы и сланцы.

В парагенетическом равновесии с изученными пироп-альмандинами обнаружены биотит (см. таблицу, ан. 1—2) и амфибол (ан. 5—6 и 7—8). Амфиболы представлены высокоглиноземистой роговой обманкой — изоморфный ряд гастингсит — чермакит. По классификации Лика [15], они относятся к чермакитам. Термодинамические условия, рассчитанные по амфибол-гранатовому геотермобарометру [9], составляют 968 °С для первой пары минералов и 976 °С для второй пары, давление — 9,5 кбар. Биотит-гранатовый геотермометр дает температуры равновесия около 888 °С. По сравнению с гранатами первой группы пиральспиты образовались на больших глубинах, их P — T-условия соответствуют глубинам порядка 30 км.

Для изучения акцессорных минералов в ксенолитах шпинелевых лерцолитов была отобрана проба (весом около 20 кг), представляющая собой нодули лерцолита, тщательно отделенные от вмещающего базальта.

Из искусственного шлиха этой пробы были выделены следующие акцессорные минералы: графит, муассанит, хромит, пирит, халькопирит, марказит, рутил, циркон, амфибол, а также оранжево-красные гранаты. Проанализирован один гранат (см. таблицу, ан. 9), содержащий 56,64 % альмандина, 22,55 % — пироба и 17,69 % — гроссуляра, при железистости 71,52 %, что соответствует пироп-альмандинам (вторая группа). В этом гранате находится включение ильменита (см. ан. 10) размером 50 мкм, изометричной формы. По распределению MgO и TiO_2 в ильменитах различных пород, а также по значениям $FeTiO_3 - Fe_2O_3 - MgTiO_3$ этот ильменит попадает в поле ильменитов из базальтов [2]. Аналогичное включение ильменита обнаружено и в альмандине (см. ан. 11—12).

Выделенные нами из щелочных базальтоидов Токинского Становика две группы гранатов, в принципе, надо рассматривать в качестве крайних представителей одного изоморфного ряда, согласующегося с общим трендом увеличения давления (от Fe — Mn- к Mg-содержащим гранатам). Гранаты первой группы (альмандины) имеют ксеногенную природу и аналогичны таковым из пород фундамента. Пироп-альмандины из базальтоидов (вторая группа), возможно, имеют как ксеногенное, так и реститовое образование. В случае ксеногенного их характера они, вероятно, представляют более глубинные (основание земной коры) породы, чем гранулиты (метапелиты, пироксен-гранатовые и амфибол-пироксеновые породы), которые выходят на дневную поверхность и типичны для Алдано-Станового региона. В пользу реститового генезиса пироп-альмандинов в базальтах свидетельствует наличие аналогичных минералов и в ксенолитах шпинелевых лерцолитов. Образование пиральспитов, ильменитов и других минералов в шпинелидсодержащих лерцолитах верхней мантии возможно в результате процессов мантийного метасоматоза и метаморфизма, происходящих под воздействием мантийного диапира, а в последующем — под влиянием оливин-базальтовых магм.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васютина Л. Г., Кусков А. П. О строении и вулканизме Байкальской рифтовой зоны // Сов. геология.— 1981.— № 9.— С. 88—93.
2. Илупин И. П., Ваганов В. И., Прокопчук Б. И. Кимберлиты: Справочник.— М.: Недра, 1990.
3. Каминский Ф. В. Алмазоносность некимберлитовых изверженных пород.— М.: Недра, 1984.
4. Карсаков Л. П. Глубинные гранулиты.— М.: Наука, 1978.
5. Лазько Е. Е. Минералы-спутники алмаза и генезис кимберлитовых пород.— М.: Недра, 1979.
6. Малахов И. А., Рассказова А. Д. Состав и происхождение типоморфных минералов из ультраосновных вулканитов и глубинных ксенолитов западного склопа Урала // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983.— С. 95—106.
7. Николаев В. В., Семенов Р. М., Семенова В. Г., Солоненко В. П. Сейсмотектоника, вулканы и сейсмическое районирование хребта Станового.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1982.— С. 42—91.
8. Округин А. В., Ропина Е. Е., Ледисва В. П. и др. Особенности минерального состава пород базитовой трубки взрыва Маар-Сизна // Топоминералогия и типоморфизм минералов/ЯФ СО АН СССР.— Якутск, 1988.— С. 56—65.
9. Перчук Л. Л. Эволюция метаморфизма // Эксперимент в решении актуальных задач геологии.— М.: Наука, 1986.— С. 151—174.
10. Перчук Л. Л., Кицул В. И., Аранович Л. Я. и др. Петрология гранулитов Алданского щита/ЯФ СО АН СССР.— Якутск, 1987.
11. Семенова В. Г., Соловьева Л. В., Владимиров Б. М. Глубинные включения в щелочных базальтоидах Токинского Становика.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984.

12. Соболев Н. В. Гранаты // Фации метаморфизма.— М.: Недра, 1969.— С. 328—340.
 13. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974.
 14. Шацкий В. С., Соболев Н. В., Гильберт А. Э. Эклогиты Кокчетавского массива // Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989.— С. 54—82.
 15. Leake B. E. Nomenclature of amphiboles // The Canadian Mineralogist.— 1978.— V. 16, N 4.— P. 501—520.

АмурКНИИ ДВО РАН
 Благовещенск

Поступила в редакцию
 8 января 1992 г.

УДК 550.362(26)

Г. Д. Еремин

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК МОРСКИХ ОСАДКОВ

Обработка температурных измерений, получаемых при геотермических исследованиях, методом наименьших квадратов с использованием приближенных решений, применяемых при малых и больших значениях времени, при известных теплофизических свойствах измерительного зонда и температурной градуировки термочувствительных кварцевых резонаторов, позволяет вычислить термические характеристики морских донных отложений.

§ 1. ВВЕДЕНИЕ

Ранее [2] на основании зависимости температуры зонда от времени и методики наблюдения для регистрируемой разности частот кварцевого термоградиентометра получено выражение:

$$F_{1,i}(t) = x_1^{(i)} + x_2^{(i)} \cdot I_1(\lambda_1^{(i)}, \kappa_1^{(i)}, \lambda_2^{(i)}, \kappa_2^{(i)}, a, t) - x_3^{(i)} \cdot I_i(\lambda_1^{(i)}, \kappa_1^{(i)}, \lambda_2^{(i)}, \kappa_2^{(i)}, a, t); \text{ где } (i = 2, 3, \dots, N); \quad (1.1)$$

$$x_1^{(i)} = T_K(k_1 - k_i) - k_i \Delta T_i + b_1 - b_i;$$

$$x_2^{(i)} = k_1(T_H - T_K); \quad x_3^{(i)} = k_i(T_H - T_K - \Delta T_i);$$

$$I(\lambda_1, \kappa_1, \lambda_2, \kappa_2, a, t) = \frac{4\lambda_1\lambda_2\kappa_2}{\pi^2 a} \int_0^\infty e^{-\kappa_1 u^2 t} \frac{J_1(au) du}{u^2 [\varphi^2(u) + \psi^2(u)];} \quad (1.2)$$

$$\varphi(u) = \lambda_1 \kappa_2^{1/2} J_1(au) Y_0(lau) - \lambda_2 \kappa_1^{1/2} J_0(au) Y_0(lau);$$

$$\psi(u) = \lambda_1 \kappa_2^{1/2} J_1(au) J_0(lau) - \lambda_2 \kappa_1^{1/2} J_0(au) J_1(lau);$$

$l = (\kappa_1/\kappa_2)^{1/2}$; $J_0(z)$, $J_1(z)$; $Y_0(z)$, $Y_1(z)$ — функции Бесселя нулевого и первого порядка, первого и второго рода соответственно; λ_1 , κ_1 — коэффициенты теплопроводности и температуропроводности зонда; a — радиус зонда; λ_2 , κ_2 — коэффициенты теплопроводности и температуропроводности морских отложений; T_H — начальная температура зонда; T_K — температура поверхности дна; ΔT_i — разница температур между температурой среды на глубине h_i и температурой поверхности дна; k_1 , k_i — температурные коэффициенты частот кварцевых резонаторов; b_1 , b_i — частоты кварцев при температуре, равной нулю; N — число датчиков температуры.

Соотношение (1.1) позволяет по известным теплофизическим свойствам зонда и по температурным измерениям определять температуру поверхности дна, разность температур (градиент) и теплофизические характеристики морских грунтов. Вычисление этих неизвестных производится методом прямого перебора искомых параметров. Практическое при-

менение метода прямого перебора, с целью определения величины теплового потока, испытывает затруднения, связанные с выбором начальных значений коэффициентов теплопроводности и температуропроводности донных отложений.

Использование приближенных решений, применяемых при малых и больших значениях времени, позволяет найти эти коэффициенты.

§ 2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА ТЕМПЕРАТУРОПРОВОДНОСТИ МОРСКИХ ОСАДКОВ

Для малых интервалов времени формула (1.2) имеет вид [2]:

$$I(\lambda_1, \kappa_1, \lambda_2, \kappa_2, a, t) = 1 - \frac{2 \exp[-a^2/(4\kappa_1 t)]}{1 + \frac{\lambda_1}{\lambda_2} \left(\frac{\kappa_2}{\kappa_1}\right)^{1/2}}. \quad (2.1)$$

Подставляя выражение (2.1) в равенство (1.1), после простых преобразований для регистрируемой разности частот напишем

$$F_{1,i}(t) = y_1^{(i)} - y_2^{(i)} \exp[-a^2/(4\kappa_1^{(1)} t)] + y_3^{(i)} \exp[-a^2/(4\kappa_1^{(i)} t)], \quad (i = 2, 3, \dots, N), \quad (2.2)$$

где

$$y_1^{(i)} = T_H(k_1 - k_i) + b_1 - b_i; \quad (2.3)$$

$$y_2^{(i)} = \frac{2k_1(T_H - T_K)}{1 + \frac{\lambda_1^{(1)}}{\sqrt{\kappa_1^{(1)}}} \cdot \frac{\sqrt{\kappa_2^{(1)}}}{\lambda_2^{(1)}}}; \quad (2.4)$$

$$y_3^{(i)} = \frac{2k_i(T_H - T_K - \Delta T_i)}{1 + \frac{\lambda_1^{(i)}}{\sqrt{\kappa_1^{(i)}}} \cdot \frac{\sqrt{\kappa_2^{(i)}}}{\lambda_2^{(i)}}}. \quad (2.5)$$

Если выражение для $T_H - T_K$ из уравнения (2.4) подставить в уравнение (2.5), то для $y_3^{(i)}$ будем иметь

$$y_3^{(i)} = \frac{\frac{y_2^{(i)} k_i}{k_1} \left(1 + \frac{\lambda_1^{(1)}}{\sqrt{\kappa_1^{(1)}}} \cdot \frac{\sqrt{\kappa_2^{(1)}}}{\lambda_2^{(1)}}\right) - 2k_i \Delta T_i}{1 + \frac{\lambda_1^{(i)}}{\sqrt{\kappa_1^{(i)}}} \cdot \frac{\sqrt{\kappa_2^{(i)}}}{\lambda_2^{(i)}}}.$$

Откуда для $\sqrt{\kappa_2^{(i)}}/\lambda_2^{(i)}$ получаем

$$\sqrt{\kappa_2^{(i)}}/\lambda_2^{(i)} = \frac{\frac{y_2^{(i)} k_i}{k_1} \left(1 - \frac{\lambda_1^{(1)}}{\sqrt{\kappa_1^{(1)}}} \cdot \frac{\sqrt{\kappa_2^{(1)}}}{\lambda_2^{(1)}}\right) - 2k_i \Delta T_i - y_3^{(i)}}{\frac{y_3^{(i)} \lambda_1^{(i)}}{\sqrt{\kappa_1^{(i)}}}}. \quad (2.6)$$

Для нахождения величины $\sqrt{\kappa_2^{(1)}}/\lambda_2^{(1)}$ рассмотрим частный случай. При $i = 2$ сделаем некоторые предположения. Допустим, что расстояние между первым и вторым кварцевыми резонаторами мало, т. е. если $h_2 \rightarrow 0$, то $\Delta T_2 \rightarrow 0$, $\lambda_2^{(2)} \rightarrow \lambda_2^{(1)}$, $\kappa_2^{(2)} \rightarrow \kappa_2^{(1)}$; при этом считается, что $\lambda_1^{(1)} \neq \lambda_1^{(2)}$, $\kappa_1^{(1)} \neq \kappa_1^{(2)}$. Тогда для разности частот (2.2) перенишем

$$F_{1,2}(t) = y_1^{(2)} - y_2^{(2)} \exp[-a^2/(4\kappa_1^{(1)} t)] + y_3^{(2)} \exp[-a^2/(4\kappa_1^{(2)} t)],$$

где $y_1^{(2)} = T_H(k_1 - k_2) + b_1 - b_2;$ (2.7)

$$\left. \begin{aligned} y_2^{(2)} &= \frac{2k_1(T_H - T_K)}{1 + \frac{\lambda_1^{(1)}}{\sqrt{\kappa_1^{(1)}}} \cdot \frac{\sqrt{\kappa_2^{(1)}}}{\lambda_2^{(1)}}}; \\ y_3^{(2)} &= \frac{2k_2(T_H - T_K)}{1 + \frac{\lambda_1^{(2)}}{\sqrt{\kappa_1^{(2)}}} \cdot \frac{\sqrt{\kappa_2^{(1)}}}{\lambda_2^{(1)}}}. \end{aligned} \right\} \quad (2.8)$$

Решая линейную систему уравнений (2.8) относительно $\sqrt{\kappa_2^{(1)}/\lambda_2^{(1)}}$, находим

$$\frac{\sqrt{\kappa_2^{(1)}}}{\lambda_2^{(1)}} = \frac{k_1 y_3^{(2)} - k_2 y_2^{(2)}}{k_2 y_2^{(2)} \frac{\lambda_1^{(1)}}{\sqrt{\kappa_1^{(1)}}} - k_1 y_3^{(2)} \frac{\lambda_1^{(2)}}{\sqrt{\kappa_1^{(2)}}}}. \quad (2.9)$$

Полученные соотношения (2.6) и (2.9) показывают, что для определения коэффициентов теплопроводности морских грунтов необходимо знать термические характеристики зонда, температурные коэффициенты частот кварцевых резонаторов, величины $y_2^{(i)}$, $y_3^{(i)}$, разность температур ΔT_i и коэффициенты теплопроводности $\lambda_2^{(i)}$ ($i = 2, 3, \dots, N$).

Обработка температурных данных методом наименьших квадратов [1] с использованием зависимости (2.2), в которой измеренному времени t соответствует измеренная разность частот $F_{1,i}(t)$, позволяет получить численные значения $y_j^{(i)}$ ($j = 1, 2, 3$). Температурные коэффициенты частот определяются на основании температурной градуировки термочувствительных кварцевых резонаторов, тепловые коэффициенты измерительного зонда определяются на основании экспериментальных исследований.

Для нахождения коэффициентов теплопроводности морских отложений и разности температур воспользуемся асимптотическим разложением температуры зонда при больших значениях времени.

§ 3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Для больших значений времени уравнение (1.2) представляется в виде [2]:

$$I(\lambda_1, \kappa_1, \lambda_2, \kappa_2, a, t) = \frac{\lambda_1 a^2}{4\lambda_2 \kappa_1 t}. \quad (3.1)$$

Подставив выражение (3.1) в формулу (1.1) после преобразований для разности частот запишем

$$F_{1,i}(t) = z_1^{(i)} + z_2^{(i)}/t, \quad (i = 2, 3, \dots, N), \quad (3.2)$$

где $z_1^{(i)} = T_K(k_1 - k_i) - k_i \Delta T_i + b_1 - b_i;$ (3.3)

$$z_2^{(i)} = \frac{a^2}{4} \left[\frac{k_1(T_H - T_K)\lambda_1^{(1)}}{\lambda_2^{(1)}\kappa_1^{(1)}} - \frac{k_i(T_H - T_K - \Delta T_i)\lambda_1^{(i)}}{\lambda_2^{(i)}\kappa_1^{(i)}} \right]. \quad (3.4)$$

В частности, при $i = 2$ для разности частот между частотой первого кварца и частотой второго непосредственно вытекает

$$F_{1,2}(t) = z_1^{(2)} + z_2^{(2)}/t,$$

где $z_1^{(2)} = T_K(k_1 - k_2) + b_1 - b_2;$ (3.5)

$$z_2^{(2)} = \frac{a^2(T_H - T_K)}{4\lambda_2^{(1)}} \left(\frac{k_1\lambda_1^{(1)}}{\kappa_1^{(1)}} - \frac{k_2\lambda_1^{(2)}}{\kappa_1^{(2)}} \right). \quad (3.6)$$

В силу формул (3.4), (3.6), для коэффициентов теплопроводности запишем

$$\lambda_2^{(1)} = \frac{a^2 (T_H - T_K)}{4z_2^{(2)}} \left(\frac{k_1 \lambda_1^{(1)}}{\kappa_1^{(1)}} - \frac{k_2 \lambda_1^{(2)}}{\kappa_1^{(2)}} \right), \quad (3.7)$$

$$\lambda_2^{(i)} = \lambda_2^{(1)} \frac{a^2 k_i \lambda_1^{(i)} \kappa_1^{(i)} (T_H - T_K - \Delta T_i)}{\kappa_1^{(i)} [a^2 k_1 \lambda_1^{(1)} (T_H - T_K) - 4 \lambda_2^{(1)} \kappa_1^{(1)} z_2^{(i)}]}, \quad (3.8)$$

где $z_2^{(i)}$ ($i = 2, 3, \dots, N$) вычисляются методом наименьших квадратов с использованием зависимости (3.2).

И, наконец, перейдем к вычислению температур, входящих в соотношения (2.6), (3.7) и (3.8).

§ 4. ОПРЕДЕЛЕНИЕ РАЗНОСТЕЙ ТЕМПЕРАТУР $T_H - T_K$ И $T_H - T_K - \Delta T_i$

Вычитая из равенства (2.7) равенство (3.5), получаем

$$y_1^{(2)} - z_1^{(2)} = (T_H - T_K)(k_1 - k_2).$$

Откуда для искомой разности температур заключаем

$$T_H - T_K = \frac{y_1^{(2)} - z_1^{(2)}}{k_1 - k_2}. \quad (4.1)$$

Совершенно аналогично из выражений (2.3) и (3.3) с учетом полученной формулы (4.1) для ΔT_i имеем

$$\Delta T_i = \left[y_1^{(i)} - z_1^{(i)} - \frac{k_1 - k_i}{k_1 - k_2} (y_1^{(2)} - z_1^{(2)}) \right] / k_i. \quad (4.2)$$

Для нахождения выражения для разностей температур $\delta T = T_H - T_K - \Delta T_i$ необходимо из уравнения (4.1) вычесть уравнение (4.2) и полученный результат преобразовать. Тогда найденная разность температур будет определяться равенством

$$\delta T = \left[z_1^{(i)} - y_1^{(i)} + \frac{k_1}{k_1 - k_2} (y_1^{(2)} - z_1^{(2)}) \right] / k_i. \quad (4.3)$$

Таким образом, на основании температурных данных, вычисляя разности температур по формулам (4.1) — (4.3), из соотношений (3.7), (3.8) определяются коэффициенты теплопроводности, знание которых позволяет из уравнений (2.6) и (2.9) найти коэффициенты теплопроводности морских осадков.

§ 5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обработка температурных измерений, получаемых при геотермических исследованиях, методом наименьших квадратов с использованием приближенных решений, применяемых при больших и малых значениях времени, при известных теплофизических свойствах измерительного зонда и температурной градуировки термочувствительных кварцевых резонаторов, позволяет вычислить термические характеристики морских грунтов.

Следовательно, задача определения коэффициентов теплопроводности и теплопроводности морских донных отложений решена. Полу-

Численные приближенные значения этих коэффициентов можно уточнить. В частности, при использовании метода прямого перебора, в котором область определения теплофизических характеристик осадков, таким образом, существенно сужается, происходит значительная экономия машинного времени при решении обратной задачи на ЭВМ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дженкинс Г., Ватс Д. Спектральный анализ и его приложения. Ч. 1.— М.: Мир, 1971.
2. Еремин Г. Д. Новый способ определения теплового потока в океане // Тихоокеанская геология.— 1991.— № 2.— С. 103—115.

*ИМГиГ ДВО РАН
Южно-Сахалинск*

*Поступила в редакцию
17 октября 1991 г*

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24 (571.6)

Г. М. Власов

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ТИХООКЕАНСКОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ

В монографиях ДВГИ РАН описаны осадочные и магматические формации, плутонические и вулканические пояса, островодужные системы и другие структуры северо-западной части Тихого океана, флюидный режим магматизма, различные геодинамические обстановки, геологическое развитие, эволюция магматизма и оруденения в связи с развитием земной коры и мантии. Выяснено подводно-оползневое происхождение «хаотических» комплексов пород, ранее связываемых в Сихотэ-Алине с тектоническими чешуями. Убедительно показаны магматический (интрузивный) характер гипербазитовых тел, связь их как с океанической, так и с континентальной корой, минералогические, геохимические и металлогенные особенности тех и других. Предлагается астеносферная модель магматизма и оруденения земной коры, могущая быть использована для прогнозов оруденения. Обсуждаются вопросы фундамента островодужных систем, существования переходного типа земной коры, масштабов сдвиговых перемещений в Сихотэ-Алине, степени унаследованности развития Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса, асимметрии Тихоокеанского пояса и др.

Юбилейной дате — тридцатилетию Дальневосточного геологического института — посвящены две коллективных монографии его сотрудников*. Обе работы подготовлены под общей редакцией А. Д. Щеглова. В их написании участвовало 52 автора. Коллектив института не ставил задачи полного описания геологии зоны причленения океана к Азии. Освещены наиболее важные вопросы, в разработке которых сотрудники института принимали непосредственное участие. Главы отражают высокий профессионализм их авторов, монографии удачно скомпонованы, достаточно систематичны. Поэтому целесообразно остановиться преимущественно на некоторых принципиальных вопросах, вызывающих разногласия.

Первая монография «Геология» подразделяется на три части: 1) современные (кайнозойские) активные окраины; 2) древние, палеозойские и мезозойские активные окраины; 3) эволюция тихоокеанских окраин Азии.

В трех главах первой части описаны вулканические дуги и тыловодужные (задуговые) бассейны, проанализирована сложная проблема фундамента островных дуг. Авторы (В. Г. Сахно, Ю. А. Мартынов, А. И. Ханчук, С. В. Высоцкий, А. А. Стрижкова, С. М. Синица) поддерживают позицию В. И. Шульдинера и др. [7, 20, 21], отрицающих возможность формирования геосинклинальными процессами сиалической континентальной коры значительной мощности. Преобладающий объем сиалической континентальной коры, по мнению В. И. Шульдинера, образовался в архее — раннем протерозое вследствие интенсивной экзогенной дифференциации магматического материала. Переходный тип коры им вообще отрицается. Структуры с океаническим и континентальным фундаментом развиваются автономно. Океаническая кора, хотя и превращается (по мощности) в континентальную, но при этом в значительной степени сохраняет свой мафический состав. Поэтому в монографии вы-

* Тихоокеанская окраина Азии. Геология/Отв. ред. В. И. Шульдинер. — М.: Наука, 1989; Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм/Отв. ред. С. С. Зимин. — М.: Наука, 1991.

делены, по характеру субстрата, во многом, по мнению тех же авторов, определяющего состав островодужных пород, два главных класса вулканических дуг — эпиокеанический и эпиконтинентальный. Офиолиты подразделяются ими на океанические (реликты океанической коры в фундаменте) и островодужные (сформировавшиеся в процессе развития дуг).

Мнения о докембрийском образовании преобладающей части континентальной «сиалической» коры придерживаются многие исследователи, но категоричность заключения В. И. Шульдинера о невозможности формирования в пегене значительных объемов среднекислых пород за счет дифференциации вещества мантии вряд ли справедлива. Обширное распространение в Тихоокеанском поясе, включая его акваторию, древней континентальной коры (фундамента) также вызывает сомнения. Выходы гранитоидов на некоторых островах не могут являться доводом в пользу этого. Тщательные исследования Б. Н. Пискунова и В. И. Федорченко [15] показали, что эти гранитоиды являются дифференциатами базальтовых магм. Воздействие глубинных (мантийных) флюидов на основные, ультраосновные и другие магмы в промежуточных очагах дает значительные объемы среднекислого материала. Большинство указываемых В. И. Шульдинером в качестве примеров блоков с мафической «континентальной» корой относится к областям внешних дуг, вообще характеризующихся основными и ультраосновными магмами. На этом геосинклинальный процесс обычно не заканчивается и в последующем развиваются, несколько отступая в тыл, внутренние вулканические дуги, продуцирующие огромные массы сиалических пород [4]. Более ранние базит-гипербазитовые накопления во внешних дугах и в океанических желобах часто ошибочно принимаются за океанический фундамент островных дуг. Между тем, магматические породы нижней части океанических желобов близки по составу породам срединно-океанических рифтов, что естественно, так как и океанические желоба, и срединно-океанические рифты являются эмбрионами эвгеосинклиналей. Метаморфические породы в основании океанических желобов, рассматриваемые авторами монографии как образования глубоких частей океанического фундамента, представляют во многих случаях нижние офиолиты дуг, метаморфизованные мантийными диапирами, а также сами диапировые породы. В окраинных, задуговых бассейнах обычно тесно сопрягается среднекислый островной и офиолитовый магматизм, развивающийся в глубоких рифтах («спрединговых швах»), а также в форме мантийных диапиров, местами непосредственно выходящих на поверхность (о. Яп в Филиппинском море). Эти офиолиты явно не относятся к фундаменту.

Все это показывает, что проблема фундамента островодужных систем нуждается в серьезной доработке так же, как и распространенные еще представления об обусловленности сиалического магматизма больших масштабов исключительно переработкой нижележащей континентальной коры. Большие количества кислого вулканического материала и гранитоидов извергаются на поверхность и интродуцируют в кору в конце тектономагматических циклов. Так было в докембрии, так происходило и в фанерозое. Для докембрия это явление обычно объясняют участием корового материала, однако, не менее вероятно, что зеленокаменные пояса развивались над глубинными разломами и что проявление в верхних частях архейско-протерозойских разрезов зеленокаменных поясов кислых магматических продуктов связано с очень длительной дифференциацией мантийных мафит-ультрамафитовых магм в глубинных очагах. Это согласуется с заключением О. Ужика и А. М. Гудвина [27] об образовании докембрийских кислых магматических пород частичным плавлением примитивного материала и о незначительном заимствовании при этом корового материала. Эксперименты подтверждают возможность образования пород тоналит-гранодиоритовой серии при анатексисе мафической коры [25]. Такие варианты лучше объясняют длительность в зеленокаменных поясах предшествующих извержений мантийных коматитов и базальтов [23], а также сопряженность с продуктами бимодаль-

ного вулканизма многочисленных комагматических кислых и щелочных интрузий и богатого оруденения, состав которого не свойствен коровому магматизму.

В заключение первой части монографии, в четвертой главе, сделана попытка выяснить в общих чертах эволюцию осадочно-вулканогенного вещества в зоне сочленения континента и океана (В. П. Нечаев и А. Н. Деркачев). Выделение наиболее фемических и наиболее салических минеральных парагенезисов, количественный учет их содержания в различных осадках позволили авторам сделать важные выводы. В эпиконтинентальных островных дугах с течением времени уменьшается содержание известково-щелочного и увеличивается количество толеитового вещества. В эпокеанических дугах, наоборот, — снижается меланократовость осадков и увеличивается саличность. Особенно четко последняя закономерность проявляется в несомненно океанической Марпанской дуге, что поддерживает приводимые выше доводы за возможность развития салического магматизма за счет дифференциации вещества мантии, без участия корового материала. Да и сами авторы данной главы делают выводы, противоречащие мнению В. И. Шульдинера об определяющем значении в салическом магматизме переработки корового материала и отсутствию переходного типа коры: «В рассматриваемой зоне земная кора преобразуется, становясь промежуточной между океанической и континентальной по мощности и степени саличности независимо от того, какой она была первоначально... по нашим данным, вулканы островных дуг со временем теряют различия, связанные с местными особенностями земной коры, и это наталкивает на мысль о подкоровом источнике островодужной магмы, которая вносит весомый вклад в совокупное вещество зоны» [17. С. 66].

Во второй части монографии (главы 5—8) описывается вещественный состав наиболее распространенных в палеозойских и мезозойских образованиях Сихотэ-Алиня формаций: рифогенных известняков (Е. А. Киреева, А. П. Никитина, Г. И. Бурый, В. С. Руденко, Е. В. Краснов, Л. А. Пежепина, Т. А. Пунина), кремневой (Ю. Г. Волохин, Г. И. Бурый, В. С. Руденко, Е. В. Михайлик), терригенной (Ш. В. Маркевич, А. И. Малиновский, Е. В. Михайлик, А. Н. Филиппов, А. И. Четырбоцкий, И. В. Китаев) и олистостромовой (И. В. Кемкин). Происхождение мезозойских «олистостром» Сихотэ-Алиня долгое время дискутировалось. Они трактовались первоначально как тектонически дислоцированные образования — результат дробления и разлинзовывания консолидированных пород при дизъюнктивных дислокациях, будинажа и брекчирования у скрытых разломов и т. д. Высказывались предположения о их связи с конседиментационными тектоническими чешуями и делались далеко идущие выводы о широких проявлениях горизонтальных движений в тех или иных районах [8, 12]. Сейчас достаточно определенно выяснено их происхождение в результате подводно-оползневых процессов. Иногда при этом, по-видимому, проявлялось влияние доскладчатых или соскладчатых взбрособросовых дислокаций. Подводным оползаниям способствовали сейсмическая активность районов и крутизна склонов седиментационных бассейнов. Некоторые авторы к числу возможных причин обрушения берегов бассейнов относят некомпенсируемые опускания их дна. При движении по склонам оползающие массы неконсолидированных осадков захватывали различные выступающие на склонах породы и разгружались у дна, формируя там толщи хаотического строения.

В заключительной, третьей, части монографии обсуждается эволюция тихоокеанских окраин Азии. В вводных замечаниях читателя предупреждают, что развитие этого региона рассматривается в рамках двух понятийных систем: учения о геосинклиналях и тектоники плит. По мнению авторов, это вполне оправдано и способствует полному и всестороннему освещению истории геологического развития рассматриваемой зоны. С этим трудно согласиться. Во-первых, нельзя вообще принимать серьезно за реальность такое псевдонаучное понятие как «субдукция», не со-

гласующееся с имеющимися структурными, петрологическими, геохимическими и металлогеническими данными. Во-вторых, для восстановления истории развития регионов тектоника плит тем более бесперспективна в силу присущей ей механистичности, неисторичности. Невольно возникает вопрос: почему бы авторам не пользоваться уже относительно хорошо известными закономерностями развития островодужных систем, с учетом возможных горизонтальных перемещений, но без привлечения надуманного понятия «субдукция»?

Третья часть монографии открывается, в главе девятой, кратким очерком Н. П. Васильковского с изложением его представлений о направленном развитии Земли и дополнительных интересных суждений о новых возникающих проблемах. Очерк сопровождается схемой геологического строения области перехода от Азиатского континента к Тихому океану.

Несколько неожиданно появление в монографии вслед за очерком Н. П. Васильковского главы десятой (С. М. Тапци) «Геологическое развитие Сихотэ-Алиня в перми». У некоторых читателей может возникнуть впечатление, что эволюционное развитие рассматриваемого региона началось с перми. Вероятная причина появления здесь этого очерка — лучшая изученность в Сихотэ-Алине именно позднепалеозойских отложений по сравнению со средним и ранним палеозоем, распространенными преимущественно в более удаленных от океана частях Азиатского континента. Глава о перми содержательна, но существование серии гигантских кольцевых морфоструктур, указанных на сопровождающей схеме, вызывает некоторое недоверие. Автором предлагается несвязанное с тектоникой объяснение содержания в вулканитах и других породах обломков известняков широкого стратиграфического диапазона: рифы формировались на длительно существовавших поднятиях, возвышавшихся над глубоководными впадинами, куда и сносились глыбы известняков, отрывавшихся при сильном волнении в вулканических извержениях. Эту деталь важно отметить, так как хаотические накопления с известняками также использовались сторонниками тектоники плит для доказательства аллохтонности известняковых массивов Сихотэ-Алиня.

Далее, в одиннадцатой главе, помещен содержательный очерк П. В. Маркевича «Основные черты фанерозойского геосинклинального терригенного осадконакопления на Востоке Азии», в котором использована уже упоминавшаяся здесь методика количественного учета в осадках мафических и салических мигеральных парагенезисов и показана зависимость состава осадков от континентального сноса, вулканических процессов и мафического или салического типа седиментационных бассейнов.

Глава двенадцатая (В. П. Уткин) — «Сдвиговые дислокации как динамический процесс, определивший структуру тихоокеанской окраины Азии». Представления В. П. Уткина о сдвиговых дислокациях на Востоке Азии как результате кинематического и динамического взаимодействия Азиатского и Тихоокеанского геоблоков (плит) изложены во многих публикациях и повторять их здесь нет смысла. Эти представления во многом способствовали укреплению тектоноплитных позиций у дальневосточных геологов. Отдавая должное этой интересной, «яркой» работе, следует, все же, сделать некоторые «предостерегающие» замечания. Узкий, преимущественно геодинамический, во многом механический, подход к этой большой проблеме, без достаточного учета истории формирования разновозрастных складчатых областей и зон, обусловил спорность многих выводов В. П. Уткина. Предполагаемое им наращивание Азиатского континента, вследствие сдвиговых и надвиговых дислокаций, имеет альтернативу в виде обычного последовательного отступления разновозрастных геосинклинальных (складчатых) поясов в сторону океана. Причем «многоступенчатое» отступление главных сдвиговых швов к океану у В. П. Уткина напоминает многократные перемещения разновозрастных зон Заварицкого — Беньоффа. Подобная аналогия еще больше на-

прашивается, если присмотреться ближе к «сдвиговым швам». Эти швы отделяют разноэтапные эвгеосинклинальные образования Сихотэ-Алиня. Западный Сихотэ-Алинский разлом является восточной границей протерозойско-кембрийских образований. Приморский разлом является западной границей палеозойских геосинклинальных отложений. Центральный Сихотэ-Алинский разлом — западная граница верхнемелового-палеогенового комплекса. Береговой разлом — западная граница коры субокеанического типа, как полагает автор, с возможно эвгеосинклинальным типом осадконакопления. Таким образом, по разломам граничат расположенные на западе более древние, преимущественно уже континентальные образования и находящиеся на востоке более молодые эвгеосинклинальные. Такие соотношения типичны для «висячего» и «лежащего» боков зон Заварицкого — Беньоффа. С этим согласуется и преимущественное направление падения как пород, так и предполагаемых разломов в сторону континента.

Естественное подозрение вызывают также чрезвычайно узкие и очень протяженные междвиговые «блоки» В. П. Уткина. Они могут соответствовать отдельным структурно-формационным зонам складчатых областей. Контрастность составов пород в смежных блоках, объясняемая В. П. Уткиным значительными сдвигами вдоль разломов, представляет нередкое явление для соседних структурно-формационных зон.

Не учтено, в должной мере, все более отчетливо устанавливаемое в геологической истории Земли чередование эпох с условиями сжатия и растяжения, что должно значительно усложнить общую геодинамическую картину. Вряд ли при всех этих условиях можно было уверенно делать, основываясь преимущественно на законах механики, тектонические палеорекострукции без учета этапности развития складчатых областей, не принимая во внимание возможности иного, чем предполагал автор, объяснения складчатых и разрывных дислокаций.

В общем, не отрицая присутствия в Сихотэ-Алине сдвигов (как явлений, сопутствующих другим дислокациям), можно все же высказать опасение, что идея сдвигов приобрела в представлениях В. П. Уткина гипертрофированный характер.

Последняя, тринадцатая, глава монографии (А. И. Ханчук, И. В. Кемкин и И. В. Панченко) «Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое» — это, в какой-то мере, продолжение тектоплитных построений В. П. Уткина, дополнительный анализ проблемы фундамента и попытка палеотектонических реконструкций с использованием концепций тектоники плит для палеозойского и мезозойского времени. Главная ценность главы — в выделении ключевых проблем геологического строения и эволюции окраин Азиатского континента.

Во второй монографии сотрудников Дальневосточного геологического института («Магматизм») также содержится три подразделенных на главы части: 1) магматизм восточной окраины Азии, 2) магматизм западной окраины Тихого океана, 3) общие проблемы магматизма.

В первой главе подробно описаны офиолиты в качестве представителей магматитов ранних этапов развития складчатых регионов (С. С. Зимин, В. М. Афанасьев, З. Г. Бадрединов, С. Г. Батурин, И. В. Боровик, С. В. Высоцкий, С. В. Гайденко, А. М. Юдин). На многих примерах устанавливается магматическая природа офиолитовых тел, их формирование как на океанической, так и на континентальной коре, зависимость состава офиолитов, их геохимических и металлогенических особенностей от мощности континентальной коры, на которой они формировались, и от глубинности источников верхней мантии. Офиолиты развиты в протяженных (до 1500 км и более) поясах и зонах различного возраста (протерозойского — раннепалеозойского, позднепалеозойского, ранне- и позднемезозойского, частично полихронных). Пояса возникли в геосинклинальных прогибах с предшествующим рифтообразованием в условиях растяжения (а не раздвига) земной коры. В большинстве случаев офиолитовые массивы залегают на месте своего образования без признаков шарьирования.

Для ряда зон вместе с офиолитами впервые описаны разновозрастные коматиты, от протерозойских до позднемеловых. Все эти положения хорошо аргументированы многочисленными, чрезвычайно тщательными исследованиями, что не оставляет сомнений в их справедливости.

Магматизм средних и поздних этапов развития складчатых регионов представлен базальт-андезитовыми ассоциациями современных, мезозойских и палеозойских дуг (глава 2; Г. И. Говоров, В. П. Симаненко), разнообразными поясами и зонами континентального магматизма (глава 3; В. Г. Сахно, А. С. Зимин, А. П. Матюнин, С. О. Максимов, В. И. Попов, В. Ф. Полин) и ультраосновным — щелочным и прочим магматизмом устойчивых областей (глава 4; Е. П. Емельяненко, Б. Л. Залищак, А. М. Ленников, А. Н. Масловский, П. Г. Недашковский, Р. А. Октябрьский, А. Н. Соляник).

В содержательной второй главе подробно охарактеризованы магматические образования современных островных дуг известково-щелочной, субщелочной и шононитовой ассоциаций. В некоторых базальтоидах проявляются особенности, характерные для боинитовых магм (высокая магнезиальность, участками спинифексовая структура). Высказаны соображения о происхождении магматических серий островных дуг и магм вообще. Описаны разновозрастные палеоостроводужные системы. Состав пород базальт-андезитовой ассоциации близок к рудной формации зеленых туфов Японии, в них известны многочисленные рудопроявления Pb, Zn, Cu, Mo, Ag, Au, что определяет их перспективность в отношении колчеданно-полиметаллических и порфирировых месторождений. Стратиформное колчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденение может обнаружиться во флишево-граувакковых толщах с шонопитам (к этому можно добавить возможное присутствие в шононитовых сериях и золота.— Г. В.).

Очерк о вулканических и плутонических поясах сопровождается двумя картами континентального магматизма. Общая классификация поясов в монографии значительно изменена по сравнению с ранее опубликованной сводной работой сотрудников ДВГИ [6]. Отдельно выделены пояса плутонические и вулканические, последние подразделены на окраинно-континентальные и внутриконтинентальные. Возможность четкого разделения поясов плутонических и вулканических вызывает сомнение, особенно в связи с утверждением, что плутонические пояса гранитоидов во времени формирования всегда предшествуют вулканическим. Образование всех поясов связывается с мезозойской тектономагматической активизацией, хотя особенности Сихотэ-Алинского окраинно-континентального пояса показывают его орогенный, унаследованный от геосинклиналиного процесса, характер [2, 10, 14, 16, 19 и др.]. Каких-либо новых данных для изменения представлений об этом поясе нет. Вопрос имеет большое принципиальное и практическое значение. В молассовых отложениях, подстилающих пояс (больбинская, петрозевская свиты), уже присутствуют вулканиды андезитового и более кислого состава, и по положению в геосинклиналино-орогенном цикле эти свиты могут представлять аналоги рудоносной формации зеленых туфов [14].

Как пример нелинейной эволюции глубинных процессов при тектономагматической активизации указывается одновременность формирования в рассматриваемом регионе плутонических (гранитоидных) и офиолитовых поясов. Показывая приуроченность тех и других поясов к общим ослабленным зонам, авторы отнюдь не доказывают строгой одновременности их формирования.

Интересно сопоставление серий гранитоидных поясов Востока Азии. В Сихотэ-Алинском, Колымском, Восточно-Китайском и Юго-Восточно-Корейском поясах гранитоидный магматизм проявился в трех последовательных сериях (от ранней к более поздним): 1) высокоглиноземистых гранитов, 2) биотитовых и биотит-роговообманковых «известковистых» гранитов, 3) лейкократовых гранитов. С заключительными фазами магматизма поясов связаны основные типы рудных месторождений. В частно-

сти, повсеместно лейкократовые граниты являются потенциально рудоносными.

В устойчивых областях (Сибирской платформе и Алданском щите) описаны апатитоносные и никеленосные базиты, анортозиты, хромитоносные клинопироксенит-дуниты, рапаквивоподобные граниты с редкометалльной минерализацией.

Вторая часть монографии освещает магматизм западной части Тихого океана (И. Н. Говоров, И. А. Тарарин, О. В. Чудаев, Н. И. Кирюхина). В отдельных главах (5, 6, 7) последовательно описаны: офиолитовые комплексы глубоководных желобов и разломов; комплексы толеитовых и субщелочных базальтов преддуговых гайотов и погруженных гор; дифференцированные базальт-трахит-трахириолитовые комплексы краевых валов.

Подробно описаны офиолитовые комплексы, находящиеся в основании Идзу-Бонинского глубоководного желоба и тектонической зоны Муссау. При петрологических и петрохимических сопоставлениях использованы данные различных исследований по другим районам Западной Падифики. Описан особый, неизвестный ранее тип толеитовых базальтов, переходных от толеитов срединно-океанических хребтов к бонинитовым и островодужным толеитам.

Распространение офиолитов в глубоководных желобах, по заключению авторов, общая закономерность. Офиолиты описываются ими как залегающие в фундаменте или в основании желобов. Это, как следует из дискуссии по первой монографии, не одно и то же. По-видимому, правильнее считать в данном случае, что офиолиты находятся в основании глубоководных желобов, представляя аналоги нижней офиолитовой ассоциации эвгеосинклиналей или породы мантийных диапиров.

Комплекс толеитовых и субщелочных базальтов преддуговых гайотов и погруженных гор описан на примерах плато Огасавара и банки Рамапо. Главная особенность «фундамента» (основания разреза. — Г. В.) плато Огасавара — широкое распространение толеитов гавайского типа, наряду с наличием толеитов внутриплитного примитивного типа.

Дифференцированные базальт-трахит-трахириолитовые комплексы слагают краевые валы, ограничивающие котловины Тихого океана со стороны глубоководных желобов. Как примеры описаны дифференцированные комплексы краевого вала желоба Волкано и бимодальный комплекс желоба Идзу-Бонин.

Все описанные магматические (и метаморфические) комплексы сформировались в пределах меридионального линейного поднятия протяжением (от п-ова Идзу на севере до о. Яп на юге) более 3500 км, шириной около 300 км. Намечается продолжение этого поднятия как на юг, так и на север, так что общая его длина могла достигать 7000 км. Вся эта грандиозная структура развивалась как сводовый рифт с участием мантийного диапира (астеносферного линеамента), возможно совмещенного с зоной Заварицкого — Беньоффа. Эта структура, по мнению авторов, представляет внешнюю границу зоны перехода Азиатского континента к Тихоокеанской впадине. Граница эта могла существовать не только в позднем мезозое — кайнозое, но и в течение всего фанерозоя. При таком варианте находят объяснение и краевые валы, как восточный фланг рифтогенного поднятия. Еще более полная характеристика комплексов магматических и метаморфических пород западной части Тихого океана содержится в другой коллективной монографии сотрудников Дальневосточного геологического и Тихоокеанского океанологического институтов [1]. В этой работе обсуждение результатов исследований проводится с привлечением материалов и по другим структурам Тихого океана, окраинных морей и континентальных окраин. Большой интерес представляет устанавливаемое различие составов пород на островодужном (офиолиты, метаморфические породы) и океаническом (субщелочные подущечные базальты, океанические осадки) склонах желобов. Это склоняет к возможной связи зон Заварицкого — Беньоффа с диапировым контактом,

что предполагалось ранее многими российскими и зарубежными исследователями.

В заключительной, третьей, части монографии подводятся итоги исследований и перечисляются наиболее важные проблемы магматизма.

Здесь же, в восьмой главе, сделана попытка осмыслить материалы по западной ветви и сопоставить данные по обеим ветвям Тихоокеанского пояса с позиций тектоники плит (В. Г. Сахно). Активные движения в мезозое автор связывает с Уилсоновским циклом развития Земли. Сопоставимость процессов Тихого океана, Американской и Азиатской ветвей континентального обрамления показывает близко одновременное течение процесса, но имеется асимметрия в структурной зональности: в Азиатской ветви магматические пояса омолаживаются в сторону океана, в Американской — в сторону континента. В данном случае повторяется распространенное заблуждение, обусловленное недоучетом особенностей развития геосинклинальных систем. Этим системам свойствен поступательно-возвратный стиль развития, именно первоначальное скачкообразное выдвигание в океан фронтального эвгеосинклинального прогиба с последующим структурным оформлением тыловых зон, которые как бы «накатываются» в противоположном направлении на платформу или соседнюю относительно стабилизировавшуюся складчатую область. Как в Восточной Азии, так и на западе Американских континентов разновозрастные геосинклинальные (складчатые) области перемещались от континентов в сторону океана. В пределах этих областей частные тектонические зоны и магматические центры перемещались в обратном направлении [5]. Составленная Дж. Максвеллом [11] карта распространения разновозрастных офиолитов на западе США показывает последовательное перемещение с ордовика до поздней юры эвгеосинклинальных прогибов в сторону Тихого океана. В Северной Америке так же, как и в Восточной Азии, проявляются закономерные изменения составов мезозойских гранитоидов по мере удаления от берегов Тихого океана в глубь континента. Эти изменения выражаются в возрастании содержания K_2O и SiO_2 , уменьшении содержания MgO , FeO и CaO [9, 22].

Южноамериканскими геологами были выполнены специальные исследования по выяснению эволюции магматизма Анд. Исследования велись в различных районах на всем протяжении Анд и сопровождалась массовыми (около 2000) определениями K — Ar - и Rb -методами возраста магматических пород, а также изотопных стронциевых отношений. Итоги исследований опубликованы в специальном выпуске [24]. Главным итогом проведенных исследований было установление постепенных и направленных вариаций возраста гранитных интрузий по широтным профилям через Анды. В разновозрастных магматических поясах Северных Анд (Колумбия): юрско-раннемеловом, раннемеловом — палеогеновом и кайнозойском — устанавливается миграция двух типов магматических центров. Одна, более резкая, направленная на запад (к океану), выражена последовательным заложением новых поясов, другая проявляется поступательным перемещением к востоку (в сторону континента) отдельных процессов внутри каждого магматического пояса. По мнению авторов, основная миграция поясов на запад (в сторону океана) была связана со скачкообразным перемещением в этом направлении субдукционной зоны (зоны Заварицкого-Беньюффа) [26].

Подробно остановиться на этом вопросе заставляет настойчивое повторение в различных работах, в том числе новейших, неверного утверждения об асимметрии Азиатской и Американской ветвей Тихоокеанского пояса в отношении направления перемещения тектономагматических процессов.

В. Г. Сахно подчеркивает структурную и временную связь офиолитовых и плутонических поясов не только в Азиатской, но и в Американской ветви Тихоокеанского пояса. Формирование батолитов, по его мнению, происходило при участии субдукции в местах скупивания коры при

сближении плит и вдоль офиолитовых швов (сутурных линий). Но в некоторых местах, например в Береговом районе Северной Америки, геологические данные показывают более молодой возраст гранитоидного плутонизма по отношению к базит-гипербазитовому комплексу. Вулкано-плутонические пояса и офиолиты бассейна Грейт-Валли также «сформировались последовательно», хотя и «структурно связаны». Возраст гранитов Транс-Гималайского батолитового пояса и офиолитов соседнего сутурного шва Ярлуп-Цагпо близок, но по некоторым анализам офиолиты все же древнее. Автор замечает: «Однако есть и другие данные о возрасте офиолитов и гранитов» [17. С. 205], Неясно какие? Более древний возраст офиолитов показывает также следующая фраза: «Формирование Транс-Гималайского батолита происходило в период максимального сжатия и надвигообразования вслед за обдукцией офиолитов» [18, с. 207]. Непонятно настойчивое стремление доказать одновременность образования (и структурную связь) плутонических гранитоидных и офиолитовых поясов, хотя имеются факты, этому противоречащие.

В конце главы предлагается модифицированный субдукционный механизм формирования плутонических и вулканических поясов, мало улучшающий стандартный механизм субдукции.

В целом восьмая глава выпадает (и по более широкому охвату территорий Тихоокеанского пояса, и по неясности некоторых высказанных в ней положений) из общего, достаточно лаконичного, но ясного, стиля описаний в других разделах. В заключительную часть монографии ее включили напрасно.

Авторы следующей, девятой, главы «Флюидный режим магматизма» (Н. С. Никольский и В. Г. Сахно) являются ведущими специалистами по флюидам, опубликовавшими несколько интересных монографий по этой проблеме. Один из пока еще недостаточно ясных вопросов — чем определяется смена глубинных восстановленных флюидов окисленными флюидами магнетитовой серии магматических пород? Авторы объясняют это эволюционными изменениями флюидов, но, все же, не исключена возможность, что «зарождение» некоторых окисленных магм происходит еще в условиях мантии, как полагает, например, Л. Ф. Мишин [13]. Иначе как объяснить, что уже в раннем архее, в условиях бескислородной атмосферы, появились окисленные магмы ранних порфировых рудопроявлений? Или то, что восстановленный или окисленный характер магм в равной степени проявляется как в их глубинных (плутонических), так и в поверхностных (вулканических) представителях?

В последней, десятой, главе (С. С. Зимин) рассматривается эволюция магматизма и оруденения в связи с развитием земной коры и мантии. Здесь излагаются факты и соображения автора о процессах на разных уровнях мантии, позволившие ему предложить общую астеносферную модель магматизма и оруденения земной коры. Одним из важнейших положений, легших в основу модели, является заглубливание (последовательное углубление) астеносферного слоя Земли, которое приводит к плавлению в мантии все более глубинных соединений. Астеносферная модель объясняет генеральную рудную зональность и позволяет строить прогнозы в рудных районах, исходя из анализа парагенезисов минералов, пород и руд в зонах оруденения.

Краткое заключение (С. С. Зимин, И. Н. Говоров, В. Г. Сахно) характеризует сложность геологического строения Тихоокеанской окраины Азии, разноречивость существующих представлений об образовании ее геологических структур, знакомит читателей с основными результатами исследований, отраженных в монографии.

К сожалению, среди действительных многочисленных серьезных научных достижений коллектива Дальневосточного геологического института здесь перечисляются и некоторые недостаточно аргументированные, сомнительные по достоверности положения, например: «многие генеральные структуры, например, окраинно-континентальные и другие пояса этой области в значительной мере были связаны с трансрегиональной

активизацией земной коры в мезозое»; «синхронное проявление во времени зон растяжения и сжатия земной коры, и в результате этого одновременное и параллельное формирование в окраине континента офиолитовых и континентальных поясов магматизма и складчатых регионов между ними»; «в связи с процессами деструкции континентальной коры континентальные вулканические пояса в ряде зон приобрели характер окраинно-континентальных, а ранее существовавшие окраинно-континентальные пояса были затоплены и приобрели облик островных дуг»; «в результате активизации были сформированы гигантские по размерам полихронные пояса разновозрастных офиолитов» [18. С. 243]»; «помимо крупных выделялись и более мелкие — межпоясовые литосферные плиты мощностью до 200 км и протяжением в сотни и тысячи километров, которые располагались между офиолитовыми и внутриконтинентальными поясами, подвергались сильным дислокациям и являлись главными элементами геологии зоны перехода от континента к океану»; «синхронное и многократное формирование эпиконтинентальных офиолитов и внутриконтинентальных вулканоплутонических поясов является другой важнейшей особенностью проявления трансрегиональной тектономагматической активизации Тихоокеанской окраины Азии» [18. С. 244].

Эти и некоторые другие недостаточно обдуманые положения приводят к тому, что заключение в общем не отражает, в достаточной мере, всех действительных достоинств исследований авторов монографий.

Создание монографий «Тихоокеанская окраина Азии» (и более ранней работы [6]) показывает большой научный потенциал коллектива Дальневосточного геологического института, особенно в области петрологии, геохимии, металлогении. Коллективу «под силу» полное комплексное освещение крупных регионов, разработка сложных проблем мантии Земли.

Наряду с этим можно отметить в обеих монографиях не совсем гармоничное сочетание геосинклиальной теории, тектоники плит (правда, в ее умеренном варианте) и ортодоксальных представлений об определяющей роли во всех геологических процессах трансрегиональной тектономагматической активизации. Начало трансрегиональной тектономагматической активизации в монографии указывается то с мезозоя, то с позднего мезозоя, то с начала фанерозоя. На с. 72 [18] читаем: «Восточная часть Азиатского континента, особенно область перехода к океану, на протяжении всей истории развития в фанерозое характеризовалась активными тектономагматическими процессами». Если бы авторы монографии уделяли достаточное внимание тектономагматическим циклам, то они могли бы выделить эпохи раннего растяжения коры, отвечающие массовому раннецикловому базит-гипербазитовому (офиолитовому) магматизму, а также эпохи позднего растяжения и формирования окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов в конце циклов (например, Западно-Сихотэ-Алинский позднепалеозойский пояс, Восточно-Сихотэ-Алинский позднемеловой-кайнозойский пояс и др.). Но полицикличность прошла мимо их внимания, не отмечено ими и существование более мелких циклов в окраинно-континентальных поясах, например, в Восточно-Сихотэ-Алинском [3, 16]. Основные «вехи», разграничивающие главные этапы геологической истории, остались неиспользованными, и это не позволило авторам дать последовательный и полный очерк геологического развития рассматриваемого региона.

После чтения монографий естественно возникает вопрос: не собираются ли авторы дать книгу, завершающую «трилогию» — монографию «Металлогения»? Может быть, они тогда учтут некоторые из сделанных здесь замечаний, которые продиктованы самыми добрыми пожеланиями новых творческих успехов сотрудникам Дальневосточного геологического института.

1. Васильев Б. И., Говоров И. П., Тарарин И. А. и др. Геология и петрология зон глубоководных желобов запада Тихого океана.— М.: Наука, 1991.
2. Ветренников В. В. Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов.— М.: Недра, 1976.
3. Власов Г. М. Асинхронно ли развивались средиземноморские и западно-тихоокеанские геосинклинали? // Сов. геология.— 1976.— № 8.— С. 26—37.
4. Власов Г. М. Систематика вулканических поясов и их металлогения // Там же.— 1980.— № 11.— С. 64—72.
5. Власов Г. М. Так ли уж асимметричен Тихоокеанский складчатый пояс? // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 1.— С. 121—124.
6. Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения.— М.: Наука, 1984.
7. Высоцкий С. В. Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1989.
8. Голозубов В. В., Мельников Н. Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1986.
9. Загружина И. А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР.— М.: Наука, 1977.
10. Лазаренко Э. Ф., Бажанов В. А. Геология Приморского края. Т. 3/Приморгеология.— Владивосток, 1987.
11. Максвелл Дж. Древняя западная окраина США // Геология континентальных окраин. Т. 3.— М.: Мир, 1979.— С. 184—207.
12. Михайлов В. А., Врублевский А. А., Юшманов Ю. П. Строение и условия становления покровных структур Прибрежной зоны (Приморье) // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 1.— С. 83—92.
13. Мишин Л. Ф. Магнетитовые и ильменитовые серии вулканитов и их металлогения // Сов. геология.— 1991.— № 5.— С. 58—63.
14. Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях.— М.: Наука, 1978.
15. Пискунов Б. Н., Федорченко В. И. Вулканизм северо-западной части Тихого океана и некоторые связанные с ним петрологические проблемы // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 4.— С. 22—28.
16. Синюков В. И. Формации и структуры Восточно-Сихотэалинского вулканогенного пояса.— М.: Наука, 1986.
17. Тихоокеанская окраина Азии. Геология.— М.: Наука, 1989.
18. Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм.— М.: Наука, 1991.
19. Федчин Ф. Г., Аблаев А. Г., Лейтес А. М. О природе Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1979.— № 4.— С. 122—125.
20. Шульдинер В. И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ.— М.: Недра, 1982.
21. Шульдинер В. И., Высоцкий С. В., Халчук А. И. Фундамент Тихоокеанских активных окраин.— М.: Наука, 1987.
22. Bateman P. C., Wahrhaftia C. Geology of the Sierra Nevada // Geology of Northern California. Calif. Div. Mines and Geol. Bull.— 1966.— V. 190, N 2.— P. 107—172.
23. Divakara R. V., Rama R. P. Significance of compositional variation in mafic-ultramafic associations of early archaean greenstone belts, Drawar craton, India // Geophys. Res. Bull.— 1986.— V. 24, N 2.— P. 48—58.
24. Earth Science Rev.— 1982.— V. 18, N 3/4.
25. Rapp R. P. Origin of archaean granitoids and continental evolution. Eos.— 1991.— V. 72, N 24.— P. 225—229.
26. Tenssaint I. F., Restrepo J. J. Magmatic evolution of the Northwestern Andes of Colombia // Earth Science Rew.— 1982.— V. 18, N 3/4.— P. 205—214.
27. Ujike O., Goodwin A. M. Geochemistry and origin of archaean felsic metavolcanic rocks, Central Noranda area, Quebec, Canada // Canad. J. Earth Sci.— 1987.— V. 24, N 12.— P. 2551—2567.

В. П. Осипов, А. А. Уминский

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ НОВОЙ ГИПОТЕЗЫ Н. А. ШИЛО

Проведен критический анализ «вихревой» гипотезы Н. А. Шило и предложена модель Солнца. На этой основе исследуется модель Земли от конденсации вещества геосфер до образования магматических расплавов.

Возвращение на новом уровне знаний к турбулентной космогонии — глубокой и содержательной идее, восходящей к истокам науки Нового времени, заложенной Кеплером, Декартом, Кантом, в нашем столетии было сделано рядом исследователей: Колмогоровым, Вайцзекером, Джинсом, Гамовым и др. В последнее десятилетие эта идея привлекла внимание академика Н. А. Шило: на основании «вихревой» гипотезы им предложен собственный механизм образования Солнечной системы [13]. Анализ параметров Солнца, планет и спутников привел автора к выводу, что они возникли из энергетически общей динамической системы. Такой системой, считает Н. А. Шило, могло быть горячее спиралевидное облако, которое превышало в диаметре современную Солнечную систему и вращалось по часовой стрелке. Это облако могло возникнуть в рукаве Галактики в условиях сжатия, неустойчивости и развития сильных газовых вихрей по сценарию: «... в центре протосолнечного облака, которое можно назвать спиралью первого порядка, образовалось ядро, вобравшее в себя массу (более 98 %) всего вещества спирали. На ее витках, где скапливалось остальное вещество, возникли местные спиралевидные движения или вихри — это протопланетные спирали второго порядка, их ядра впоследствии преобразовались в планеты. На спиралях второго порядка, в свою очередь, формировались более мелкие вихри, или спирали третьего порядка, со своими ядрами — будущими спутниками планет». Очевидно, Н. А. Шило считал работу [13] чисто умозрительной, потому что последовала следующая работа [14], в которой приведена математическая интерпретация вихревой структуры. На этом этапе он (совместно с А. С. Латкиным) проделал сравнительный анализ орбитальных скоростей планет в зависимости от расстояния до Солнца и пришел к выводу, что эти скорости подчиняются квазипотенциальному вращению, т. е. закону вращения квазидеальной жидкости, для которого справедливы уравнения Эйлера, описывающие движение идеальной жидкости. На основании полученных решений Н. А. Шило и А. С. Латкин пришли к выводу, что «... в результате гравитационного взаимодействия происходит накопление вещества и рождается звезда. В это время могут происходить выбросы ее собственного вещества, которые в зависимости от энергии движения образуют планеты с определенными орбитами». Они допускают, что «... планеты также возникнут из старых планет, звезд и их обломков, вовлеченных в вихревую зону материи». Трудно вообразить себе обломки звезд, так как последние являются плазменными газовыми шарами. Однако, обломки планет фигурируют в развиваемой на Западе гипотезе образования Земли как результата конденсации первичного солнечного газово-пылевого вещества и аккреции обломков и кусков планет, находившихся поблизости [8].

Насколько отвечают полученные Н. А. Шило и А. С. Латкиным решения образованию Солнечной системы из первоначального горячего спиралевидного облака? Для оценки «вихревой» гипотезы можно провести анализ полученных ими результатов на примере эволюции детально исследованной вихревой структуры, рождающейся в атмосфере Земли, — тропического циклона, как модели протосолнечного спиралевидного облака. Известно, что циклоны наблюдаются в низких широтах всех океанов,

за исключением Южной Атлантики и восточного побережья южной части Тихого океана, где сочетание довольно низких температур воды и резкого изменения с высотой преобладающих ветров препятствует образованию центрального теплового ядра в слое достаточной толщины. Именно наличие такого ядра способствует формированию системы ветровых течений урагана [9].

У земной поверхности ураган представляет собой почти круговой вихрь, диаметр которого составляет 400—800 км. В развитой структуре вихря ветер отклоняется к центру и усиливается в направлении низкого давления, достигая максимальных значений в узкой кольцеобразной зоне, окружающей центр циклона, практически свободный от вещества. В узкой кольцеобразной зоне устанавливается приблизительный баланс между направленной внутрь циклона силой барического градиента и направленными в противоположную сторону центробежной и кориолисовой силами, так что воздух, не имея возможности дальше двигаться, вытесняется вверх, перенося количество движения, полученное в нижних слоях. Перемещаясь через теплое ядро, частицы воздуха вскоре достигают уровня, на котором силы горизонтального барического градиента ослабевают [10]. Циркуляция в циклоне создает семейство спиральных полос дождя, которые движутся вокруг центра вихря (см. рисунок).

Анализ эволюции тропического циклона, как модели протосолнечного облака, показывает, что формирование центрального теплового ядра в виде газового шара из первичного спиралевидного облака произойти не может*. Об этом, кстати, свидетельствует график градиента давления межпланетного вещества, построенный [14] на основании решения гидродинамических уравнений Эйлера: в центре вместо самоуплотняющегося ядра образуется «пустота» в условиях развитой вихревой структуры вследствие непрерывной циркуляции потока и вещества через центральную зону вихря. В ранее предложенной Н. А. Шило гипотезе образования планет и их спутников фигурируют спирали второго и третьего порядка — остатки вещества от первичного спиралевидного облака, т. е. за вычетом массы Солнца, однако, таких физических понятий не существует, поэтому они могут быть отнесены к числу умозрительных. В то же время в гидродинамике существует несколько похожее явление: в случае обтекания тела вязкой жидкостью, например, при движении потока вокруг кабеля, когда сильная завихренность в пограничном слое приводит к возникновению вихрей и их сносу по потоку. Однако для подобных присоединенных вихрей необходимо обосновать условия, при которых могли бы образоваться планеты и их спутники, очевидно, с учетом взаимодействия дополнительного движущегося потока и спиралевидного облака.

Отметим, что Н. А. Шило и А. С. Латкин получили решения уравнений Эйлера для «готовой» Солнечной системы. Это дает возможность частично согласиться с их выводом: «...на звезде начался термоядерный процесс, а планетарная система интенсивно «подкачивает» межзвездное вещество к ее поверхности, одна часть которого является топливом, а другая движется через планетную систему, увеличивая ее массу». Такой процесс, в свою очередь, требует учитывать влияние вязкости межпланетного вещества Солнечной системы — вихревой структуры. С этой целью ими были рассмотрены уравнения Навье-Стокса для случая плоского стационарного вращения. При подведении итогов анализа работ [13, 14] и модели эволюции вихревой структуры становится ясным, что гипотеза образования Солнечной системы из «...вихревой зоны участка Вселенной» не достигает цели: природа развитой вихревой структуры — спиралевидного облака не допускает такой возможности. Однако, «попут-

* В таком случае центральные сгущения в спиралевидных галактиках невозможны. Их же существование ставит под сомнение рассуждения авторов настоящей статьи. Видимо, эти разномасштабные структуры, развивающиеся в неодинаковых условиях, нельзя сравнивать (Прим. ред.).

ное» доказательство, что Солнечная система является вихревой структурой, заслуживает внимания. Имеющийся фактический материал позволяет провести дальнейшее исследование этого явления, так как механика этой вихревой системы, по нашему мнению, несколько иная, чем та, которую предложили Н. А. Шило и А. С. Латкин. «Готовая» Солнечная система характеризуется как вихревая структура только при условии взаимодействия с межзвездным веществом Галактики, которое обеспечивается несколькими факторами:

истечением нейтрального, молекулярного и ионизированного водорода, а также гелия — продуктов обмена с ядром Галактики межгалактической пыли и газа, достигающих Солнечной системы;

наличием дипольного магнитного поля Солнца, генерируемого солнечным динамо. Этот механизм поддерживается процессом обмена между «атмосферами» звезд и межзвездным веществом и приводит Солнечную систему во вращательное движение за счет истечения продуктов обмена — солнечного ветра;

взаимодействием магнитного поля Солнечной системы с дипольным магнитным полем нашей Галактики, которая тоже вращается вокруг собственной оси за счет истечения продуктов обмена. Эти факторы определяют орбиту и скорость (примерно 230 км/ч) движения Солнечной системы по галактическому диску.

Для доказательства этой гипотезы рассмотрим взаимодействие Солнечной системы с межзвездным веществом нашей Галактики. Это научное открытие сделано сравнительно недавно: в начале 60-х гг. В. Курт из ИКИ АН СССР с помощью космического аппарата «Зонд-1» и Г. Фридман с коллегами из национальной исследовательской лаборатории ВМС США с помощью детекторов электромагнитного излучения, размещенных на ракетах, запускаемых за пределы атмосферы, обнаружили присутствие нейтрального водорода и гелия в межпланетном пространстве. Группа исследователей из национального центра научных исследований (Франция) и Колорадского университета в Болдере (США) на основе данных, переданных приборами со спутника, а затем с автоматической станции «Маринер-10», составила подробные карты интенсивности излучения нейтрального водорода и гелия для различных участков неба, регистрируя поглощение атомами водорода ультрафиолетового излучения Солнца на длине волны 1216 Å (атомами гелия на длине волны 584 Å) и переизлучение его — свидетельство присутствия в Солнечной системе значительного количества нейтрального межгалактического вещества. Направление его движения обусловлено, как считают исследователи, крупномасштабными процессами, происходящими в нашей Галактике. Солнечная система взаимодействует с расширяющимся облаком газа (астрономы называют его Северный Полярный Шнур), который покрывает обширный участок неба, включающий созвездия Змееносца, Скорпиона и Центавра. Они находятся на расстоянии 500 световых лет от Земли в направлении центра Галактики. Облако движется относительно Солнца из созвездия Центавра в направлении созвездия Кассиопеи, имеет температуру около 15 000 К, плотность, равную примерно 0,12 атомов водорода на 1 см³, количество гелия в 10 раз меньше. В 1984 г. группа исследователей из Калифорнийского университета в Беркли и из Боннского университета с помощью данных, полученных на спектрометре, установленном на спутнике, рассчитала скорость движения межзвездного облака относительно Солнца — 26 км/с. Разница с ранее измеренной (с помощью спутника «Коперник») скоростью облака, равной 22 км/с, может служить характеристикой неравномерности движения облака. Таким образом, Солнечная система напоминает не только «пропеллер», медленно вращающийся вокруг собственной оси и летящий со средней скоростью 230 км/с по галактической орбите вокруг центра Галактики, но и «воронку», засасывающую межзвездное вещество, движущееся навстречу ей со скоростью около 26 км/с [7]. Часть межзвездного вещества

поступает в атмосферы Солнца — корону, хромо- и фотосферу, другая часть движется через вихревую структуру Солнечной системы, поддерживая вращение планет в одной плоскости и поставляя на поверхность и в атмосферы планет пыль, газ и метеориты.

Взаимодействие Солнечной системы с межзвездным веществом может также пролить свет на загадку циклического изменения активности Солнца.

Магнитное поле Солнца изменяет направление на противоположное каждые 11 лет. С такой же периодичностью меняются амплитуда и частота таких магнитных явлений, как солнечные пятна и солнечные вспышки. Существующие модели солнечного магнитного динамо не обладают памятью, охватывающей большое число циклов, т. е. 11-летний период не соответствует ни одной из естественных временных характеристик, связанных с моделями Солнца, основанными на его эволюции как звезды главной последовательности, опирающимися на предположение о гидростатическом равновесии и тепловом балансе. Происхождение 11-летнего цикла остается тайной [3]. В то же время механизм взаимодействия Солнечной системы с межзвездным веществом позволяет рассмотреть модель Солнца, отличающуюся от общепринятой.

«Стандартная модель» Солнца трактует нашу звезду как плазменный шар «луковичного» строения (по градиенту плотности продуктов термоядерного горения), форма которого удерживается силами собственного тяготения. Свой вклад в гидростатическое давление вносят «атмосферы» Солнца — корона, хромо- и фотосфера. Согласно стандартной модели, Солнце находится на «главной последовательности», т. е. связано с энергетическим выходом, определяемым превращением водорода в гелий в солнечном ядре за счет внутреннего давления, обусловленного гидростатическим давлением вышележащих слоев, суммарное значение которых равно 10^{16} Н/м² в центре звезды. Отметим, что атмосфера Солнца состоит из разреженного газа: если плотность фотосферы около 10^{-7} г/см, то плотность короны вообще $10^{-14} - 10^{-17}$ г/см — идеальный вакуум по земным меркам [2]. Следовательно, в вопросе сохранения неизменной формы плазменного шара, по нашему мнению, необходимо обратиться к физическим свойствам плазмы — электропроводящей среды, окруженной магнитным полем. Напомним, что напряженность магнитного поля Солнца более 5000 Гс, у многих звезд не менее 10 000 Гс, у пульсаров около 10^{12} Гс. Слой, генерирующий магнитное поле Солнца, вероятно, располагается между фотосферой и поверхностью плазменного шара. Назовем этот слой, имеющий температуру близкую к плазменной, солнечным динамо. Этот слой представлен магнитными расслаивающимися системами, обладающими, очевидно, сверхпроводящими свойствами. Согласно уравнениям магнитной гидродинамики, плотность магнитного поля, окружающего плазменный шар, должна быть сравнима с энергией плазмы или превышать ее. Известно, что плазма обладает одним важнейшим свойством — диамагнетизмом: внутри плазмы ларморовские токи вращающихся заряженных частиц компенсируют друг друга, поэтому внутренний ток равен нулю. В то же время на поверхности плазмы, вблизи ее границы, создается результирующий кольцевой ток, сила взаимодействия которого с магнитным полем солнечного динамо (играющим роль внешнего магнитного поля) удерживает давление плазменного шара, обусловленное тепловым движением частиц. Давление плазмы прямо пропорционально квадрату напряженности магнитного поля и направлено по нормали к поверхности плазменного шара. Следовательно, последний будет опоясан многослойными магнитными полями, замороженными во вращающиеся вблизи его поверхности ионизированные слои газа с температурой близкой к плазменной (за счет теплоты конвекции плазмы), которые будут пронизаны магнитными силовыми линиями, обладающими упругими свойствами, так как магнитное натяжение их прямо пропорционально напряженности магнитного поля и направлено вдоль силовых линий.

Следовательно, если суммарное магнитное давление будет превосходить давление плазменного шара, последний будет упруго деформироваться (колебаться) без изменения первоначального объема. Следует отметить, что круговое движение ионизированного газа солнечного динамо, очевидно, будет сопровождаться пинч-эффектами, сжимающими поперечные сечения магнитных слоев, натягивая магнитные силовые линии и приводя их в неустойчивое состояние.

Каково воздействие вихревой структуры Солнечной системы на процессы взаимодействия магнитных полей солнечного динамо с плазменным шаром в результате «закачки» молекулярного и нейтрального межзвездного газа в атмосферы Солнца? Взаимодействие Солнца с межзвездным газом будет, вероятно, характеризоваться силой отталкивания, вызванного солнечным излучением и фронтом волны гелиосферы, и силой, определяемой встречной скоростью облака межзвездного газа и составляющей градиента давления вихревой зоны, способствующей закачке межзвездного газа в центр Солнечной системы, в основном, к поверхности звезды. Встречное движение Солнечной системы со скоростью 230 км/с и межзвездного газа со скоростью 26 км/с определяет конечную величину каждой силы. Поступление нейтрального межзвездного газа во внешние оболочки Солнца будет определяться также состоянием экваториальных радиационных поясов, которые регулируют величину солнечного излучения: в периоды максимумов солнечной активности в этих поясах концентрируется большая часть высокотемпературного коронального газа. Закачиваемый в центр вихревой зоны межзвездный газ, генерируемые солнечным динамо внешние магнитные поля звезды и возникающие при движении ионизированного газа в короне, хромо- и фотосфере внутренние магнитные поля и их взаимодействия с солнечным динамо будут вызывать, очевидно, следующие явления на Солнце:

встречный ионизированный межзвездный газ будет рассеиваться в короне, имеющей температуру около $2 \cdot 10^6$ К и представляющей по плотности вещества идеальный вакуум;

напротив, молекулярный и нейтральный межзвездный газ, поступающий в атмосферы Солнца — хромо- и фотосферу (возможно, глубже — к наружной поверхности плазменного шара, «восстанавливая» тем самым запасы «топлива» — водорода, поддерживая постоянные характеристики плазмы: объем, тепловое излучение и др.), при турбулентном и конвективном перемешивании в зоне высоких температур плазмы будет ионизироваться и, суммируясь с магнитными полями газовых оболочек — солнечных «атмосфер», воздействовать на солнечное динамо и далее на плазменный шар, заставляя его колебаться. Таким образом, процесс восстановления момента количества движения Солнца, нарушаемого закачанным молекулярным и нейтральным газом, способствует его перемещению в глубь атмосфер, создавая дополнительные магнитные слои, которые будут влиять на геометрию экваториальных и полюсных радиационных поясов и, в конечном счете, на дифференциальное вращение атмосфер Солнца; примерно 25 суток в экваториальной области и 34 — в полярной. Следовательно, частота колебания плазменного шара определяется его массой (мерой инерции) и процессом обмена вихревой Солнечной системы с межзвездным веществом (длящимся 11 лет), обеспечивающими величину магнитного давления, достаточного для преодоления газокINETического давления плазмы. Изменение полярности магнитного поля Солнца будет происходить за счет контакта замагниченных противоположно направленных магнитных полей, сближающихся в районе экватора и расходящихся синхронно с изменением геометрии плазменного шара.

Наличие «упругих» натяжений магнитных силовых линий приводит к специфическому колебательному (волновому) процессу — волнам Альфвена. Возможно, за возникновение эруптивных протуберанцев ответственны медленные и быстрые альфвеновские волны. Скачок магнитного давления за фронтом быстрой волны усиливается и действует в ту же

сторону, что и газодинамическое давление плазмы, поэтому скорость такой волны (петли магнитного натяжения) больше скорости звука. За протуберанцы типа вспышек могут быть ответственны процессы «аннигиляции» магнитных полей при возникновении тонких токовых слоев, разделяющих дрейфующие области ионизированных частиц с противоположно направленными вмороженными магнитными полями. Очевидно, при «пробое» возникают сильные электрические поля, ускоряющие заряженные частицы, которые при освобождении энергии аннигиляции разогреваются до плазменного состояния и конденсируются вокруг спиральных магнитных силовых линий. Не исключено, что природа другой части вспышек — результат взаимодействия плазменного шара с космическими лучами сверхвысоких энергий (до 10^{20} эВ) галактического происхождения. Действительно, «бомбардировка» поверхности плазменного шара вызовет появление сильных электрических полей пространственных зарядов, восстанавливающих квазинейтральность плазмы, что будет способствовать выбросам мощного потока излучения, в том числе нейтрино, очевидно, в том количестве, которое определено Р. Дэвисом с коллегами * общее число частиц, испускаемых за одну вспышку, оценивается в 10^{39} протонов, столько же электронов и 8 % ядер гелия [1]. Температура короны, равная $2 \cdot 10^6$ К, может вполне поддерживаться за счет захвата магнитными полями экваториальных радиационных поясов продуктов термоядерного синтеза — «горячей» плазмы, выбрасываемой протуберанцами типа вспышек и др. Итак, природа 11-летнего цикла Солнца связана с колебаниями плазменного шара, которые обусловлены взаимодействием магнитных полей солнечного динамо и переменных магнитных полей внешних слоев, вносящих достаточный вклад в баланс внешних сил, уравнивающих газокINETическое давление плазмы. В настоящее время разрабатываются программы для проверки этой гипотезы.

Полученные в 1978—1981 гг. снимки рентгеновским спутником — обсерваторией «Эйнштейн» остатков сверхновых 1006, 1054, 1481 и Тихо Браге показали, что это горячие газовые оболочки с вкрапленными сгустками горячих звездных выбросов, окруженные нагретым холодным межзвездным веществом [11]. Например, по предварительным оценкам, начальная масса остатка Тихо Браге составляла не менее солнечной, а масса нагретого межзвездного вещества уже составляет не менее двух солнечных масс. Запасенная остатком кинетическая энергия в момент взрыва сверхновой позволяет ему удалиться на значительное расстояние от места взрыва, поддерживая его геометрию за счет фронта ударной волны, которая не дает остатку развалиться на куски. Однако процесс взаимодействия остатка с нагретым межзвездным веществом приводит к замедлению его первоначальной скорости, равной 7500—10 000 км/с, что неизбежно уменьшает воздействие ударной волны и приводит, в конечном счете, к распаду остатка на крупные (будущие планеты, если они будут захвачены полями тяготения и электромагнитными полями звезд) и на мелкие (астероиды, метеориты, пыль, газ) фрагменты. Самые старые из сохранившихся остатков сверхновых обнаружены [6] на расстояниях до 200 световых лет ($1 \text{ св. год} = 9,5 \cdot 10^{15} \text{ м}$) от места взрыва, скорость их упала до 50 км/с. Следует отметить, что орбитальные скорости некоторых планет Солнечной системы близки: Земля — 29,8 км/с, Венера — 35 км/с, Меркурий — 47,9 км/с. Таким образом, осталось сделать «решительный» шаг: принять гипотезу образования планет из крупных фрагментов — флуктуаций вещества остатков сверхновых. Далее Землю, как и другие планеты Солнечной системы, составляющие вместе со спутниками и межпланетным веществом общую массу меньше 2 % полной массы Солнца, будем рассматривать как фрагменты остатков сверхновых (возможно, одной), состоящих из химиче-

* См.: Шварцшильд Б. Конверсия в веществе может объяснить недостаток солнечных нейтрино // Физика за рубежом '88. Сер. А.— М.: Мир, 1989.— С. 143—155.



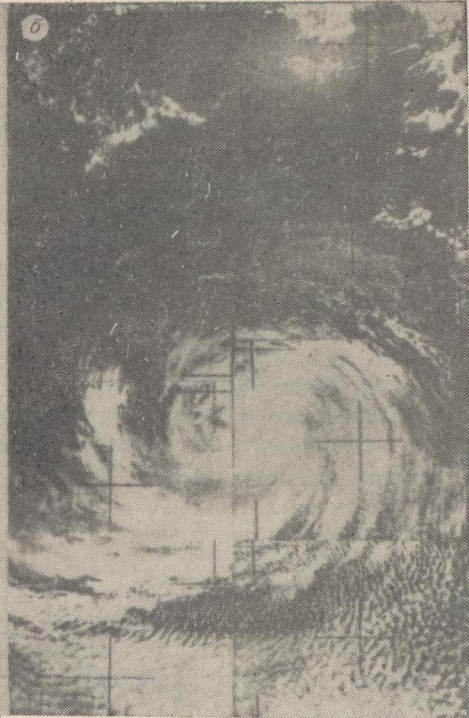
Эволюция формирования спиральной структуры вихря тайфуна:

а — взаимодействие сопряженных вихрей (Космос-226», 29 октября 1968 г.); *б* — слияние мелких вихрей в единый и формирование спиральной структуры («Метеор-5», 26 октября 1970 г.); *в* — развитая структура вихря, в центре — «глаз бури» («Метеор-2», 20 февраля 1970 г.).

ских элементов — продуктов конечных стадий природного нуклеосинтеза и нагребенного остатком межзвездного вещества. Такая модель не только не противоречит природе происхождения химических элементов, подтвержденной экспериментами ядерной физики и процессами конденсации вещества в твердое и жидкое состояние, но и позволяет с помощью термодинамических расчетов на ЭВМ решить задачу организации планеты.

Современная теория звездного и космического нуклеосинтеза условно выделяет четыре цикла термоядерного горения — объединения ядер при преодолении энергетического барьера (кулоновского отталкивания) за счет высокой температуры:

- 1 — горение водорода (*p-p*-цикл), $T > 2 \cdot 10^7$ К;
- 2 — горение гелия (CNO-цикл), $T > 10^8$ К;
- 3 — горение углерода и кислорода, $T > 10^9$ К;
- 4 — горение кремния, $T > 3 \cdot 10^9$ К



Эволюция формирования спиральной структуры вихря тайфуна:

a — взаимодействие сопряженных вихрей («Космос-226», 29 октября 1968 г.); *b* — слияние мелких вихрей в единый и формирование спиральной структуры («Метеор-5», 26 октября 1970 г.); *c* — развитая структура вихря, в центре — «глаз бури» («Метеор-2», 20 февраля 1970 г.).

ских элементов — продуктов конечных стадий природного нуклеосинтеза и нагребенного остатком межзвездного вещества. Такая модель не только не противоречит природе происхождения химических элементов, подтвержденной экспериментами ядерной физики и процессами конденсации вещества в твердое и жидкое состояние, но и позволяет с помощью термодинамических расчетов на ЭВМ решить задачу организации планеты.

Современная теория звездного и космического нуклеосинтеза условно

выделяет четыре цикла термоядерного горения — объединения ядер при преодолении энергетического барьера (кулоновского отталкивания) за счет высокой температуры:

- 1 — горение водорода (*p-p*-цикл), $T > 2 \cdot 10^7$ К;
- 2 — горение гелия (CNO-цикл), $T > 10^8$ К;
- 3 — горение углерода и кислорода, $T > 10^9$ К;
- 4 — горение кремния, $T > 3 \cdot 10^9$ К

Железо находится в нижней части кривой энергии связи: термоядерное горение за «железным пиком» идет с поглощением, а не с выделением теплоты, в отличие от предшествующих циклов. Следовательно, ядра элементов тяжелее железа могут образовываться только в процессе взрывного нуклеосинтеза при коллапсе звезды [5].

Согласно предложенного сценария сгусток звездного выброса остатка сверхновой — будущей планеты Земля, пройдя все стадии взаимодействия с межзвездным веществом, гравитационную (химическую) и кристаллизационную дифференциацию, был захвачен (как другие планеты и их спутники) полем тяготения и электромагнитным полем нашей звезды — Солнца. В соответствии с принципом минимума энергии и моментом количества движения (уже на солнечной орбите) планеты и их спутники сформировались в виде шаров с оболочечным строением (по градиенту плотности вещества). Ядро и оболочки — геосферы нашей планеты, в этой связи могут быть представлены соответствующими химическими элементами и их соединениями:

центр планеты состоит из твердого железоникелевого ядра с примесью элементов тяжелее железа: продуктов ядерного горения кремния и «ударного» нуклеосинтеза;

первая геосфера, окружающая центральное твердое ядро, образована жидким ядром, состоящим из продуктов взаимодействия тяжелых элементов Fe, Ni, Ge, Co, Cu и др. с Si, P, Te, Se, Cl и др. (взаимодействие продуктов 3-го и 4-го циклов ядерного горения);

вторая геосфера (мантия), окружающая центральное твердое ядро, образована элементами 3-го цикла ядерного горения: Si, S, P, Cl, F, K и др. и продуктами их взаимодействия — халькоген-фосфид-галогенидными координационными соединениями;

третья геосфера (литосфера), лежащая выше мантии, состоит из продуктов химических реакций между веществом мантии и гидросферы (взаимодействие продуктов 2-го цикла ядерного горения), это твердая оболочка планеты (земная кора). Литосфера состоит из континентальных и океанских плит, разделенных переходной границей (сейсмофокальной зоной) шириной около 40 км, уходящей под континентальную плиту под углом 30—45° первые 150—200 км и 60—90° глубже 200 км, представленной (в соответствии с сейсмологическими наблюдениями) мозаично-глыбовой структурой, заполненной крупным обломочным и осадочным материалом;

четвертая и пятая геосферы представлены гидро- и атмосферой, состоящими из продуктов 2-го цикла ядерного горения, т. е. химических элементов: O, N, C, а также их соединений между собой и H.

Образование химических элементов в плазменной оболочке сверхновой могло происходить при охлаждении ее начальной температуры до $T < 10^6$ К. С этого момента начинают проявляться электронно-ядерные взаимодействия: согласно законам электростатики и градиенту температуры сначала образуются тяжелые элементы и т. д., до легких, с одновременным процессом дифференциации элементных масс. При понижении температуры до $T < 10^4 - 10^5$ К завершится процесс синтеза химических элементов и в действие вступят более слабые взаимодействия — химические связи. Итак, после образования железоникелевого ядра наиболее электроотрицательными элементами будут выступать халькогены (S, Se, Te), галогены (F, Br, Cl, I) и P. Они первыми будут образовывать многочисленные соединения между собой и металлами (Fe, Ni, Co и др.), формируя жидкое ядро планеты. Далее халькоген-фосфид-галогенидные координационные соединения сформируют мантию Земли и начнется процесс образования земной коры — продуктов химического взаимодействия вещества мантии, гидро- и атмосферы. В этой связи представляется интересным рассмотреть роли наиболее важных химических элементов в формировании вещественного состава мантии и земной коры планеты:

1. Халькогенные элементы (S, Se, Te) в образовании первичного вещества мантии Земли способствовали дифференцированному распределению элементов в плотные структурные упаковки, выступая в роли электроноакцепторов. Доказательством могут служить многочисленные классы неорганических и органических соединений, включающие как простые, так и координационные.

2. Структурообразующими элементами в комплексном и полимерном веществе мантии выступали кремний и алюминий как центральные атомы-комплексобразователи. Обладая амфотерными свойствами и вступая во взаимодействие с электронодонорными и электроноакцепторными элементами, они проявляют в большинстве случаев максимальную валентность, легко организовывая полимерные ассоциаты с халькогенными элементами.

3. Галогены в мантии Земли выступали в роли лигандов координационных халькогенных соединений. Их чрезвычайно высокая способность присоединять один электрон реализована в многочисленных простых и комплексных соединениях практически со всеми элементами Периодической системы.

4. Легкие элементы химически могут связываться с тяжелыми в комплексы и бинарные соединения с высокой плотностью $\rho > 5,5 \text{ г/см}^3$ в зависимости от термобарических условий. В соответствии с константами устойчивости комплексов легкие элементы в растворах и расплавах переходили в метастабильное состояние с уменьшением плотности и подвергались гравитационной дифференциации.

5. Железо, кобальт, никель и др. металлы в низших степенях окисления в мантийной зоне находились в связанном состоянии в форме катионов халькогенных комплексов, обладая при этом восстановительными свойствами.

6. Углерод, обладающий амфотерными свойствами, образовывал как электронодонор прочные связи с кислородом (CO, CO₂ и др.), как электроноакцептор — не менее прочные связи с водородом (CH₄, C₂H₆, NH₃Cl и др.). Отметим способность углерода в восстановительной высокотемпературной среде в зависимости от величины фугитивности и электроотрицательности проявлять свойства полимерного лиганда в образовании кластерных группировок различных карбидных фаз, которые принято относить к его неорганическим соединениям. С увеличением содержания электроноакцепторных элементов в системе углерод в присутствии водорода образует весьма обширный класс органических соединений. Поэтому углерод выполняет разнообразную роль в окислительно-восстановительных реакциях при образовании магматических расплавов, несмотря на невысокую плотность аллотропных модификаций и подверженность его соединений гравитационной химической дифференциации.

7. Фосфор, как и углерод, выступал полимерным лигандом в образовании гомо- и гетерогенных полимеров. Обладая высоким сродством к электрону, он может вступать во взаимодействие с кислородом и фтором, при этом воспламеняясь в присутствии кислорода при $T > 400^\circ\text{C}$ — «поджигая» магму.

8. Водород и гелий в условиях формирования мантии, ввиду малых размеров, располагались по структурным дефектам в междоузлиях кристаллических решеток, легко отдавая свой электрон, повышая плотность вещества.

9. Кислород и его соединения, обладая высокими значениями химического потенциала и электроотрицательности, могут быть устойчивыми только в окислительно-восстановительном слое, т. е. в твердом слое земной коры, вплоть до мантии. Образуя химические соединения практически со всеми элементами Периодической системы, кислород в земной коре в основном проявляет свои окислительные свойства в различных водных системах, которые следует рассматривать как электрохимические. Земную кору, имеющую геомагнитное поле напряженностью от 230 до 700 нТл на ее поверхности, в этой связи можно рассматривать как огром-

ную протон-оксидную электрохимическую оболочку — кислородный буфер.

Все перечисленные выше положения относятся к общеизвестным понятиям и закономерностям в физике и химии конденсированного состояния вещества [12] и могут быть использованы при обсуждении природы вещественной организации мантии и при исследовании химических процессов, протекающих в магматическом очаге. В этой связи состав вещества мантии Земли можно представить как функцию состояния со следующими переменными:

$$C_m = f(\text{Si, Al, S, P, Fe, M}^I, \text{M}^{II}, \text{M}^{III}, \text{E}^{IV}, \dots, \text{E}^{\text{VIII}}). \quad (1)$$

Здесь и далее Si, Al, S, ..., E^{VIII} — содержания элементов в мантии. Форма вхождения химических элементов в соединения, минералы и др. организационные состояния вещества жидкого ядра, мантии и земной коры есть функция состояния (1) со следующими переменными:

$$F = f(T, D, \mu, \epsilon). \quad (2)$$

Здесь F — фактор, выражающий характеристику элемента через свойство, T — температура, D — давление (T — D — термобарические характеристики), μ — фугитивность, ϵ — электроотрицательность, где $(\mu, \epsilon) = (T, D, C_m)$. Это дает основание рассмотреть химические процессы, приводящие к образованию магмы.

Процессы, протекающие в магматическом очаге, т. е. в зоне вещественного состава мантии, можно охарактеризовать как взаимодействие двух систем: электронодонорной и электроноакцепторной. Если первая представлена бинарными и комплексными халькоген-фосфид-галогенидными координационными соединениями, составляющими твердое мантийное вещество, то вторая — водой, углекислотой и т. д., составляющими компоненты водно-солевых растворов Мирового океана. Последние поступают в зону активного магмообразования по глубинным разломам и трещинам дна океанов, по рифтовым и сейсмофокальным зонам земной коры в процессе дестабилизации геодинамической обстановки планеты. Сначала водно-солевые растворы Мирового океана на глубине 50—150 км взаимодействуют с алюмосиликатами, содержащими силаноловые группировки, образуя гидроксиякваалюмосиликаты — систему с окислительными свойствами, которая, подпитываясь водно-солевыми растворами или водами гидро- и атмосферы, достигает мантийного вещества, обладающего восстановительными свойствами. В результате протекания окислительно-восстановительных реакций, т. е. широкого спектра взаимодействий электронодонорных и электроноакцепторных систем, происходят дифференциация первичного мантийного вещества и образование химических соединений, термодинамическое состояние которых можно охарактеризовать как квазиравновесное. Фазовое состояние их будет зависеть от термобарических условий. Высокотемпературные окислительно-восстановительные реакции, протекающие в магматическом очаге, условно можно привести к упрощенным схематическим уравнениям: $m\text{SiS}_2 + k\text{H}_2\text{O} + C_n \rightarrow m\text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{S} + \text{H}_2 + \text{SiC} + \text{CO} + \text{CO}_2 + \text{C}_x\text{H}_y + \text{S}_z$; $m\text{Al}_2\text{S}_3 + k\text{H}_2\text{O} + C_n \rightarrow m\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{S} + \text{H}_2 + \text{CO} + \text{CO}_2 + \text{C}_x\text{H}_y + \text{S}_z$; $m\text{FeS} + k\text{H}_2\text{O} + C_n \rightarrow m\text{FeO} + \text{H}_2\text{S} + \text{H}_2 + \text{Fe}_4\text{S}_3 + \text{CO} + \text{CO}_2 + \text{C}_x\text{H}_y + \text{S}_z$ и т. д. В то же время передача энергии в окислительно-восстановительных реакциях может осуществляться при этом через электронный перенос двумя способами: между внешними координационными сферами реагирующих атомов и переносом во внутренней координационной сфере.

Для проведения приближенного расчета теплового эффекта реакции гидролиза, например, системы Si—S, рассмотрим при стандартных условиях первую из приведенных выше реакций: между дисульфидом кремния и водой. Исходя из стандартных значений теплового эффекта для соединений $\text{SiS}_2 = -204$ кДж/моль и $\text{SiO}_2 = -876,6$ кДж/моль, рассчитаем тепловые эффекты реакции гидролиза и сведем их в таблицу. Другие свойства системы Si—S, например, температура и т. д. в объеме про-

Тепловые эффекты реакции гидролиза

Термодинамические параметры	T реакции $\text{SiS}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{S}$		
	298 К	1000 К	1363* К
Тепловой эффект реакции гидролиза ккал/моль	-60,87	-49,68	-42,58
кДж/моль	-254,86	-208,00	-178,29
Изменение изобарического потенциала гидролиза ккал/моль	-85,94	-82,22	-95,13
кДж/моль	-356,84	-344,25	-398,30

* 1363 К — температура плавления.

текания химических реакций согласно [5], будут зависеть от содержания Si—S и Si—O.

В первом приближении для открытой системы выделившегося количества теплоты по реакции гидролиза достаточно для нагрева продуктов, содержащих SiO_2 , до температуры $T \sim 1700^\circ\text{C}$ в объеме системы и достаточно для образования алюмосиликатных субстанций, составляющих магму.

Отметим, что температурное поле кристаллизации высокотемпературных минералов, таких, как оливин, пироксен, хризолит, диопсид, плагиоклаз и др. из магматических расплавов ряда базальт — андезит — дацит — липарит, расширяется при наличии летучих компонентов H_2O , CO_2 и др. Необходимо также учитывать изменение состава неравновесных магматических расплавов при их транспортировке на поверхность земной коры, приводящее к флуктуации и расслоению кристаллических минеральных фаз на малых глубинах, где кремнезем и другие минералы переходят в расплав при $T \sim 1400\text{ К}$. Эволюция этих расплавов сопровождается высвобождением воды из водных минералов, т. е. реакциями дегидратации — плавления.

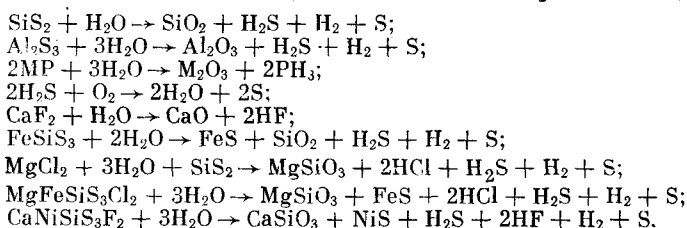
В связи с повышением температуры расплавов уменьшается вязкость (η) как для системы Si—S, имеющей $10^2\text{ Па}\cdot\text{с}$, так и для системы Si—O, имеющей $10^{-2}\text{ Па}\cdot\text{с}$, что будет способствовать процессу дифференциации силикатных $C_{\text{Si}} = (\text{Si}, \text{Al}, \text{O}, \text{H}_2\text{S}, \text{Fe}, \text{Cl}, \text{F}, \text{M}^{\text{I}}, \text{M}^{\text{II}}, \text{M}^{\text{III}}, \text{E}^{\text{IV}}, \dots, \text{E}^{\text{VII}})$ и сульфидных $C_{\text{S}} = (\text{Si}, \text{Al}, \text{S}, \text{Fe}, \text{M}^{\text{I}}, \text{M}^{\text{II}}, \text{M}^{\text{III}}, \text{E}^{\text{IV}}, \dots, \text{E}^{\text{VII}})$ масс системы.

Эти процессы вызваны изменением не только состава системы, но и ее внутренней энергии, например, она понижается в рассмотренной выше окислительно-восстановительной реакции дисульфида кремния и воды. При этом изменяется электроотрицательность рассмотренных связей Si—S и Si—O: стандартная длина связи Si—S, равная 2,14 Å, понижается до 1,63 Å связи Si—O. Фазовый переход, связанный с изменением главной термодинамической характеристики — плотности вещества, приводит к выделению теплоты фазового перехода, достаточной для активного магнеобразования.

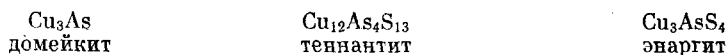
В результате окислительно-восстановительных реакций халькоген-фосфид-галогенидных координационных соединений с водно-солевыми растворами Мирового океана уменьшается первичная плотность мантийного вещества ρ с $5,5\text{ г/см}^3$ до $3,2\text{—}2,2\text{ г/см}^3$, что вызывает процесс дифференциации масс химических соединений реакций в магматическом очаге. Так, вязкость системы $\text{SiS—H}_2\text{O—S}$ в результате химических реакций, сопровождаемых понижением первоначальной плотности мантийного вещества, уменьшается примерно на 10^6 , т. е. становится равной $\eta \sim 10^{-4}\text{ Па}\cdot\text{с}$. Такой эффект приводит к истечению этой системы в режиме струи, часто наблюдаемому, например, при извержении магмы из жерла вулканов. Здесь G обозначены галогены F, Br, Cl, J.

Итак, в результате протекания широкого спектра химических взаимодействий в магматическом очаге с позиций электронодонорных и электроноакцепторных систем происходят дифференциация халькоген-фосфид-галогенидных координационных соединений, составляющих мантийное вещество, и образование магматических расплавов: химических соедине-

ний — продуктов окислительно-восстановительных реакций, фазовое состояние которых будет зависеть от изменяемых термобарических условий по мере подъема магмы к поверхности земной коры. Спектр стандартных окислительно-восстановительных реакций халькоген-фосфид-галогенидных соединений с водой можно условно свести к простейшим, например:



Приведенные реакции, очевидно, будут, среди других, определяющими в образовании первичных жидких флюидов в зоне магматического очага. В земной коре широко представлены халькогенидные комплексы [15] в виде минералов типа пиррогина Fe_7S_8 , дигенита Cu_9S_5 , зигенита $(\text{Co}, \text{Ni})_3\text{S}_4$, пентландита $(\text{Ni}, \text{Fe})_9\text{S}_8$, стефанита Ag_5SbS_4 , глатида $\text{CuPbBi}_5\text{S}_9$, сульфостанната $\text{Ag}_5\text{Cu}_5\text{SnS}_6$, ливингстонита HgSb_4S_8 , талахита $(\text{Cu}_{18}\text{Fe}_{18}\text{S}_{32})$, бриарита $\text{Cu}_2(\text{Fe}, \text{Zn})\text{GeS}_4$, джезказганита $\text{Pb}_4\text{Re}_3\text{Mo}_3\text{S}_{16}$ и т. д. Следует отметить склонность халькогенных комплексов образовывать минералы с возрастающей степенью сульфидизации. Для примера можно привести ряд возрастающей сульфидизации, соответствующий валентностям мышьяка As^{3-} , As^{3+} , As^{5-} :



Это объясняется тем, что причиной склонности к высшей степени сульфидизации халькогенидов является свойство серы, которая, как и кислород, играет роль окисляющего агента. Ряд возрастающего сродства элементов к сере (слева направо): $\text{V} - \text{Mn} - \text{Sn} - \text{Fe} - \text{Co} - \text{Ni} - \text{Zn} - \text{Cd} - \text{Pb} - \text{Cu} - \text{Ag} - \text{Hg}$.

Таким образом, «движущей силой» эволюции планеты, включающей неравновесные и необратимые процессы, являются окислительно-восстановительные реакции мантийного вещества, представленного халькоген-фосфид-галогенидными координационными соединениями, имеющими восстановительную природу, с водно-солевыми растворами Мирового океана, приводящие к выделению значительного количества теплоты в магматическом очаге за счет фазовых переходов и структурных изменений первичного вещества мантии Земли и образованию конечных продуктов этих реакций в виде горных пород, руд, минералов, флюидов и газов. Продукты реакций — магматические расплавы, можно рассматривать в том числе и как «двигатель» процесса последующего перераспределения в литосфере напряжений и деформаций, сопровождающих спрединг океанических плит в результате излияния и остывания лавы в трансформных разломах срединно-океанических хребтов и трещинах дна Мирового океана. Активное магмообразование дна Мирового океана приводит к росту океанических щитов (типа Гавайского), островному и подводному вулканизму, образованию и росту рифтовых, сейсмофокальных (с островным и континентальным вулканизмом) зон и, в конечном счете, к расширению Земли, первичный радиус которой, по нашим расчетам составлял примерно $57 \cdot 10$ м.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бальестер Х. Л., Клечек И. Солнечные протуберанцы // В мире науки.— 1987.— № 11.— С. 78—86.
2. Вольфсон Р. Активная солнечная корона // Там же.— 1983.— № 4.— С. 60—70.
3. Гоф Д. Теоретическое предсказание вариаций солнечного излучения // Поток энергии Солнца и его измерения.— М.: Наука, 1980.— С. 481—505.
4. Киппенхан Р. 100 миллиардов Солнц.— М.: Мир, 1990.

5. Крамаровский Я. М., Чечев В. П. Синтез элементов во Вселенной.— М.: Наука, 1987.
6. Нарликар Дж. Неистовая Вселенная — М.: Мир, 1985.
7. Пареш Ф., Бойер С. Взаимодействие Солнца с межзвездным веществом // В мире науки.— 1986.— № 11.— С. 60—67.
8. Сивер Р. Динамичная Земля // Там же.— 1983.— № 11.— С. 4—14.
9. Симсон Р., Симсон Д. Ураган // Океан — Атмосфера. Энциклопедия.— Л.: Гидрометеоздат, 1983.— С. 409—413.
10. Стригер В. Л. Вихрь // Там же.— С. 38—39.
11. Сьюард Ф. Д., Горенштейн П., Тагер У. Г. Молодые остатки сверхновых звезд // В мире науки.— 1985.— № 10.— С. 42—51.
12. Гатевский В. М. Теория физико-химических свойств молекул и веществ.— М.: Изд-во МГУ, 1987.
13. Шило Н. А. О механизме образования Солнечной системы // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 6.— С. 20—27.
14. Шило Н. А., Латкин А. С. Математическая интерпретация вихревой структуры протопланетного облака Солнечной системы // Там же.— 1987.— № 4.— С. 122—124.
15. Щербина В. В. Миграция элементов и процессы минералообразования.— М.: Наука, 1980.

*Институт вулканологии ДВО РАН
Петропавловск-Камчатский*

*Поступила в редакцию
14 июня 1991 г.*

УДК 550.1 + 550.2

П. М. Сычев

МАГМОТЕКТОНИКА: АЛЬТЕРНАТИВА ТЕКТОНИКЕ ПЛИТ?

Основные положения, на которых основывается концепция «тектоники плит», остаются во многом недоказанными и спорными, что заставляет искать возможные альтернативы. В свете имеющихся данных о глубинном строении Земли в качестве альтернативы обсуждаются процессы глубинного магматизма, которые, по крайней мере в верхней мантии, имеют крупномасштабный характер. Основными источниками магматизма, по всей видимости, являются гравитационная дифференциация вещества на границе ядро — мантия и возможное уменьшение теплопроводности литосферы. Подъем горячих ультраосновных магм, внедрение на уровнях, где их плотность сравнивается с плотностью окружающей среды, взаимодействие с этой средой и постоянная дифференциация расплава по мере подъема (от ультраосновных к основным) могут объяснить многие тектонические явления различного масштаба, в том числе проявления сейсмичности. Делается вывод, что представление о ведущей роли магматизма в развитии верхних оболочек Земли является наиболее перспективной концепцией, которая, по-видимому, заменит концепцию «тектоники плит».

«Причины горообразования — загадка» — так определял состояние проблемы А. Ирдли в 1957 г. [25]. В последние два с лишним десятилетия новые попытки решения этой загадки сделаны на основе парадигмы плитовой тектоники. Именно реакцией на подобные многочисленные работы (например, [5, 8]), вызывающие глубокую неудовлетворенность, и является данная статья.

Концепция плитовой тектоники, несмотря на широкую популярность и претензии на роль общей теории развития Земли, находится еще пока в области предположений. Более того, ее основные постулаты до сих пор являются недоказанными, а некоторые из них, в свете накапливающихся геолого-геофизических данных, становятся просто сомнительными. Механизм движения плит остается неуловимым; некоторые дополнительные гипотезы, образующие «защитный пояс», как, например, «мантийные струи», в принципе вступают в противоречие с основной концепцией и т. п. Похоже, что науки о Земле находятся сейчас в состоянии некоего кризиса. И невольно возникают вопросы: каковы же дальнейшие перспективы развития наших представлений о процессах в недрах Земли? Будет ли сделан новый рывок в преодолении трудностей, возникших

перед тектоникой плит? Или возможны альтернативы? Не претендуя на полноту обсуждения этой проблемы в целом, автор хотел бы обратить внимание на одну из наиболее вероятных альтернатив плитовой тектонике — глубинный магматизм.

История развития взглядов на причины горообразования и тектонических процессов вообще — это постоянная борьба преимущественно двух идей, отдающих предпочтение либо в основном вертикальным силам, вследствие подъема горячего материала, либо горизонтальным напряжениям. Хэттон (Гюттон) в 1795 г. впервые высказал мысль, что горообразование является следствием подъема плутонических масс, тогда как Эли де Бомон в 1829 г. предложил модель термальной контракции. Любопытно, что и ранее существовали своеобразные представления о процессах в недрах Земли. Разрез Земли, составленный иезуитом Афанасием Кирхером в 1665 г. [12], если отбросить библейские наслоения, сделал бы честь Моргану и Вильсону при иллюстрации их модели «мантийных струй». Последующая борьба этих двух идей идет с переменным успехом, хотя в настоящее время с явным преобладанием концепции преимущественно горизонтальных сил, создаваемых движущимися плитами. И все же: какие данные могут быть использованы для обсуждения вероятной альтернативы?

Многочисленные исследования показывают, что крупные поверхностные структуры земной коры находят отражение в сейсмической структуре верхней мантии до глубин около 300—400 км [1, 24]. При этом срединно-океанические хребты характеризуются низкими скоростями, т. е. «горячей» мантией. В некоторых случаях падение скорости продольных волн столь велико, что требует допустить существование некоторого процента расплавленного материала. Однако приповерхностные места проявления «горячей» мантии часто смещены на большие расстояния в сторону от более глубоких зон такой же мантии. Поэтому похоже, что приповерхностные «горячие» зоны питаются за счет подъема горячего материала из более глубоких источников. Причем этот подъем происходит во многих случаях не строго вверх, а имеет значительную горизонтальную составляющую, т. е. имеет наклонный характер. Неоднородности заметны и в нижней мантии вплоть до внешнего ядра. Вывод, который на этом основании можно сделать, пожалуй, однозначен — приповерхностные тектонические процессы питаются энергией из глубоких недр Земли, вероятно, в результате гравитационной дифференциации на границе ядро — мантия, что предполагали давно Е. В. Аргюшков [2] и многие другие. Видимо, существует еще один источник энергии, обуславливающий приповерхностный магматизм, о котором будет упомянуто ниже, но гравитационная дифференциация, судя по всему, является наиболее мощным источником. Вопрос лишь в том: каким образом передается эта энергия от ядра к поверхности? Наиболее распространено предположение о существовании конвекции в мантии. Предполагается также возможность диапиров [33], или струй [42], или больших «капель» горячей магмы [32]. Из геологических данных известно, что на финальной стадии вертикальный подъем горячего материала может быстро трансформироваться в горизонтальное распространение под корой или несколько ниже на расстояние 1000 км и более [35]. Естественно, можно предположить, как это обычно и делается, что действуют одновременно несколько механизмов передачи энергии от ядра, например, конвекция и мантийные струи. Следует сразу же подчеркнуть, что ни один из механизмов передачи энергии не доказан и имеются веские возражения против многих из них. Например, более вероятно, что мантия химически стратифицирована [16, 23] и тогда конвекция невозможна. Трудно физически объяснить существование мантийных струй [43]. Противоречивы данные по плотности расплавов, которые на глубинах 250—300 км могут быть плотнее, чем твердые породы [39]. Впрочем, последнее предположение основано на косвенных данных и, по нашему мнению, вряд ли будет подтверждено.

Оставляя в стороне механизм переноса энергии на больших глубинах, обсудим как это может происходить в верхней мантии. Здесь опять же на первое место выходят предположения и о диапирах, и о мантийных струях, и о конвекции. При этом делается вывод, что по мере подъема в приповерхностных условиях происходит декомпрессия, в результате чего образуется преимущественно базальтовая магма при температуре около 1200°C . Такое представление давно и упорно развивается и стало почти общепринятым. Однако, похоже, это — тупиковый путь, ведущий в никуда. Дело в том, что все больше накапливается геолого-геофизических данных о существовании в недрах Земли высокотемпературных ультраосновных магм. В прошлом — коматиты с температурой извержения выше 1650°C [37]. В настоящее время вполне определенно выделяется семейство пикритов [11], которые по составу очень близки к коматитам и, скорее всего, являются первичными, служащими источником океанических базальтов [49]. Подобный вывод подтверждается и для базальтов островных дуг. Согласно геохимическому анализу базальтовых лав влк. Окмок (Алеутские острова), последние образовались на глубине около 45 км при температуре $1500\text{--}1600^{\circ}\text{C}$ из пикритовых магм [37]. Хотя в общем море научной литературы приводимые сведения выглядят единичными, их основное достоинство в том, что они отлично согласуются с географическими данными.

В частности, интерпретация данных высокого теплового потока в тектонически активных регионах предполагает существование в верхней мантии на глубинах 40—120 км аномально высоких температур, превышающих «нормальные» на $800\text{--}1000^{\circ}\text{C}$ [9]. Ясно, что при этих условиях температура расплавов будет выше 1500°C , и магмы должны быть ультраосновными. Далее, в тектонически активных районах выделяются часто мощные зоны высокой электропроводности и низкой скорости до глубин 300—400 км, отделенные друг от друга [40]. Подобные характеристики и расположение таких зон подразумевают несколько уровней частичного плавления, как бы сообщающихся между собой [16]. Базальты не могут представлять те расплавы, которые ожидаются в зонах высокой проводимости. Обладая меньшей по сравнению с окружающими породами плотностью, они должны развивать большие избыточные давления, приводящие к образованию трещин растяжения и выбросу магмы на поверхность или в земную кору. Это, видимо, и происходит, когда образуется некоторое их количество в общей массе ультраосновной магмы.

Механизм, который наилучшим образом может объяснить образование и последующее развитие аномальных (высокотемпературных!) зон в верхней мантии, состоит в следующем. С глубин в несколько сот километров поднимается ультраосновная магма благодаря плавучести, но по образуемому ею разрывам. Причем разрывы могут быть наклонными. Именно этим обстоятельством (и никаким другим!) можно объяснить упомянутое выше смещение «горячих» приповерхностных зон по отношению к глубинным источникам. При высоких температурах и давлении вязкость ультраосновной магмы очень мала и она является исключительно подвижной [31]. Подъем будет происходить до того уровня, где ее плотность сравняется с плотностью окружающей среды. Достигнув этого уровня, она будет распространяться по механизму гидроразрыва в горизонтальном направлении на расстояния в сотни и, возможно, тысячи километров [16]. Возникшая горячая зона после плавления части окружающих пород и дальнейшей дифференциации расплава явится, в свою очередь, причиной образования либо более легких ультраосновных, либо основных магм. Таким образом, магма, достигающая земной коры или поверхности, испытывает длинную цепь превращений и на конечных этапах весьма значительно отличается по составу и температуре от исходной. Процесс образования и действия такой системы является весьма длительным и, особенно, на первом этапе может протекать очень бурно, но и в последующем через многие десятки миллионов лет он может

повторяться, что свидетельствует о подтоке энергии с очень больших глубин по уже существующим каналам. Именно этот механизм может объяснить длительность и частую унаследованность тектонических процессов. Кстати, унаследованность и, вместе с тем, прерывистость и длительность (многие десятки и даже сотни миллионов лет) развития поверхностных геологических структур, а также магматизма, с иных позиций объяснить просто невозможно. В условиях верхов мантии механизм образования трещин растяжения и гидроразрыва является, очевидно, ответственным за транспортировку магмы [16, 44]. Нет необходимости в каких-либо силах растяжения, как это часто постулируется в геологии,—магма, если она меньше по плотности, чем вмещающие породы, сама прибавляет себе дорогу.

А. Н. Заварицкий [7] в свое время отмечал, что глубинные процессы представляют явление несравненно более мощное, чем нарушения поверхностных слоев, объединяемые в понятие тектоника. Наличие мощных низкоскоростных и электропроводящих зон в верхней мантии действительно предполагает грандиозность подкорового магматизма, определяющего, в конечном счете, тектонические процессы в земной коре. И здесь следует заметить, что отечественные геологи (Гзовский, Муратов, Шейнманн и другие) внесли значительный вклад в понимание роли магмы в тектонических процессах, который является существенным и для настоящего времени.

В принципе, изложенный выше механизм переноса энергии в верхней мантии может быть согласован с понятием «мантийная струя», а в настоящее время нечто подобное используется для описания так называемого процесса «crustal underplating» применительно к континентальным областям [16, 18]. Но, принимая этот механизм, мы тем самым фактически возвращаемся к старым представлениям об активной роли магматизма в формировании земной коры и ее деформациях, которые были широко распространены в 40-е—60-е гг. Впрочем, эта идея не «умирала» никогда. Д. Маккензи в 1984 г. [34], анализируя причины вертикальных движений и горообразования, указал, что повышенный тепловой поток в пределах некоторых поднятий, наличие в нижней коре высокоскоростных образований и часто проявления магматизма позволяют вновь вернуться к этим старым представлениям. Разумеется, дело не ограничивается внедрением магмы только в основание земной коры. Какая-то часть наиболее легких дифференциатов этой магмы проникает в средние и даже верхние ее горизонты, вызывая локальные движения вышележащих толщ [15, 17, 46] и метаморфизм горных пород [13]. Внедрение магмы различного состава в нижние и средние горизонты земной коры приведет к увеличению ее мощности и образованию поднятия, в центральных частях которого будут преобладать напряжения растяжения. По краям поднятия, напротив, возникнут напряжения сжатия, вызывающие надвиги. Не только напряжения сжатия, но и так называемая гравитационная тектоника может обеспечить значительное горизонтальное движение верхних блоков земной коры. Хорошо документированные горизонтальные смещения таких блоков достигают 100 км.

Обсуждаемый механизм должен иметь широкое распространение не только на континентах, но и в океанах. Образование многочисленных хребтов и поднятий может быть связано с мощными силлоподобными интрузиями и вертикальными дайками [17]. Длительность этого процесса и в ряде случаев его одновременное проявление по всей длине того или иного хребта исключают возможность обычно используемой схемы «горячая точка — движущаяся литосфера». Скорее, это «горячая линия» [50]. И опять приходится возвращаться к старой идее Ф. Бетса и Х. Хесса [21, 45] о существовании глубинных разломов или ослабленных зон в литосфере, которые служат каналами для подъема магмы на поверхность. Что же касается глубинных источников магмы, то они остаются длительное время стабильными в пространстве. Также стабильной должна являться и океаническая литосфера.

Процесс подкорового магматизма имеет разнообразные проявления вследствие которых возникает столь же большое разнообразие структурных форм в земной коре. Здесь уместно напомнить и о кольцевых структурах, образование которых связывается с длительным существованием на значительных глубинах многочисленных очагов и подъемом магм к поверхности [6, 10]. Кроме того, и другие явления, в частности сейсмичность, скорее всего, вызываются процессами магматизма.

В самом деле, если происходит прерывистый подъем магмы, испытывающей постоянную дифференциацию, с одного уровня на другой, то источником землетрясений могут служить и магморазрыв, и разрядка напряжения в результате сдвига пород под формирующейся зоной внедрения магмы, и термальные напряжения, и т. п. Все эти причины весьма реальны и предполагались неоднократно. Например, Г. Робсон и др. [41] сделали вывод, что механизм двух землетрясений на глубинах около 200 и 300 км под Курильской дугой обусловлен возникновением трещин в результате движения вверх магмы. Сходные выводы могут быть сделаны для очагов глубоких землетрясений, которые представляют собой комбинацию сдвиговых и объемных деформаций [3]. Вообще землетрясения «несдвигового» типа характерны и для небольших глубин, где они могут составлять не менее 20 % случаев [20]. Для ряда очагов землетрясений в земной коре наиболее приемлемыми как раз оказываются модели магматических интрузий [29, 48]. Иногда предполагается, что землетрясения вызываются термальными напряжениями вследствие тех же интрузий с образованием сдвигов [30, 38]. Хотя принято считать, что коровые землетрясения приурочены к разломам (и это во многих случаях, наверное, так), большое их количество происходит под антиклинальными складками или в окрестностях древних или молодых плутонов, над которыми имеются такие складки [4, 14].

Наконец, отметим еще одно важное обстоятельство. Землетрясения и магматизм могут отмечаться в районах, давно прошедших стадию тектонической активности. Например, на юго-востоке США недавно наблюдался сейсмический «шторм» в земной коре (рои землетрясений на глубине 1—9 км), там, где тектоническая активность закончилась еще в палеозое. Эти загадочные и не столь уж редкие случаи ставят в тупик исследователей, и в условиях психологического прессинга тектоники плит надо обладать немалым мужеством, чтобы, не боясь скомпрометировать профессиональную честь, предложить для вышеприведенного примера интрузивную природу землетрясений [27].

Краткий экскурс в область природы землетрясений и их связи с магматизмом, в свою очередь, позволяет сделать несколько общих предположений. Во-первых, если такая связь существует, то некая ультраосновная магма уже возможна на глубине около 700 км (наиболее глубокие землетрясения). Для островных дуг подъем магмы с глубины около 700 км ранее предполагался многими исследователями (например, [22]). Анализ причин высокого теплового потока в окраинных морях и других геолого-геофизических данных позволяет вернуться к сходной идее и соответствующей модели (см. [47]).

Во-вторых, широкая распространенность землетрясений (а иногда и магматизма) в областях, давно прошедших тектоническую активность, может иметь двойное объяснение. Либо это оживление каких-то древних магматических очагов в верхней мантии, либо существуют дополнительные источники энергии. Помимо упомянутых выше вероятных «капель» или «струй» и т. п., как возможных носителей энергии с больших глубин, в случае если теплопроводность литосферы или ее части несколько меньше нижележащей мантии, то на ее (литосферы) нижней границе возможно накопление тепла и выплавление наиболее легких компонентов мантийных пород по схеме Джоли [28]. К сожалению, этот механизм слабо разработан, если не считать попытки расчетов на основе радиоактивной энергии [49].

Заканчивая это краткое обсуждение природы глубинных процессов, можно сказать, что в общей проблеме соотношения тектоники и магматизма предпочтение, по мнению автора, должно быть отдано последнему явлению, при всем его разнообразии и сложности. Вулканизм на поверхности — лишь ничтожная часть проявлений магматизма, верхняя часть громадного айсберга широкомасштабных и продолжительных процессов на глубине. Вообще вулканизм, видимо, свойствен только отдельным относительно коротким периодам и не отражает в полной мере глубинный магматизм, который является и более мощным, и гораздо более продолжительным. Для ультраосновных магм в силу их значительной плотности земная кора является фильтром, препятствующим их плавлению на поверхности.

Подобный вывод требует пересмотра многих сложившихся взглядов и представлений в науках о Земле. Переход от одной парадигмы к другой — дело довольно длительное и подразумевает жесткую борьбу. Положение усугубляется тем, что даже при принятии магматизма в качестве главного фактора в развитии тектонических явлений остается еще много нерешенных вопросов, поскольку наши знания о внутреннем строении Земли очень приблизительны (а иногда и ошибочны). Тем не менее, автор убежден, что в ближайшие годы представление о ведущей роли магматизма в развитии верхних оболочек Земли постепенно получит большее внимание в качестве наиболее перспективной концепции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андерсон Д. Л., Дзевонский А. М. Сейсмическая томография // В мире науки.— 1984.— № 12.— С. 16—23.
2. Артюшков Е. В. Гравитационная дифференциация в недрах Земли // Изв. АН СССР. Физ. Земли.— 1988.— № 9.— С. 3—17.
3. Балакина Л. М., Голубева Н. В. Особенности механизма очагов глубоких землетрясений Японского и Охотского морей // Там же.— 1979.— № 9.— С. 3—21.
4. Газлайские землетрясения 1976 г. Геолого-геофизическая природа очагов.— М.: Наука, 1984.
5. Геодинамика внутриконтинентальных горных областей.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1990.
6. Голубовский В. А. Геология и геофизика каледонид Центрального Казахстана: синтез и общие проблемы.— М., 1987. (Бюл. МОИП. Отд. геол.; Т. 62, № 4).
7. Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1946.— № 2.— С. 3—12.
8. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Наганов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2.— М.: Недра, 1990.
9. Кутас Р. И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры.— Киев: Наук. думка, 1978.
10. Кутейников Е. С. Механизм образования кольцевых структур // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 281, № 5.— С. 1181—1184.
11. Магматические горные породы. Т. 1.— М.: Наука, 1983.
12. Происхождение Земли и динамики земной коры.— Л., 1928. (Вселенная и человечество; Кн. 2).
13. Ревердатто В. В. Магматизм как причина метаморфизма в складчатых областях // Геология и геофизика.— 1976.— № 3.— С. 23—32.
14. Стейн Р. С., Йетс Р. С. Скрытые землетрясения // В мире науки.— 1989.— № 8.— С. 8—28.
15. Сычев П. М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса.— М.: Наука, 1979.
16. Сычев П. М. Аномальные зоны в верхней мантии, механизм их образования и роль в развитии структур земной коры // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 6.— С. 25—35.
17. Сычев П. М., Сеначин В. Н., Соинов В. В. и др. Термоизостазия сводовых поднятий, хребтов и подводных гор/ИМГиГ ДВО АН СССР.— Южно-Сахалинск, 1991.
18. Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. Рассмотрение геохимической летописи, запечатленной в осадочных породах.— М.: Мир, 1988.
19. Тихонов А. Н., Любимова Е. А., Власов В. К. Радиоактивная энергия и процессы плавления в недрах Земли // Энергетика геологических и геофизических процессов.— М.: Наука, 1972.— С. 27—37.
20. Широкова Е. И. Землетрясения «несдвигового» типа // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1985.— № 3.— С. 29—40.
21. Bets F., Hess H. H. The floor of the North Pacific Ocean // Geol. Rev.— 1942.— V. 32.— P. 99—110.

22. *Blot C., Priam R.* Volcanism et seismicity dans l'Archipel des Nouvelles-Hebrides // Bull. Volc.— 1963.— V. 26.— P. 167—180.
23. *Duffy Th. S., Anderson D. L.* Seismic velocities in mantle minerals and the mineralogy of the upper mantle // J. Geophys. Res.— 1989.— V. 94, N B2.— P. 1895—1912.
24. *Dziewonski A. M., Woodhouse J. H.* Global images of the earth's interior // Science.— 1987.— V. 236, N 4797.— P. 37—48.
25. *Eardley A. J.* The cause of mountain building — an enigma // Amer. Scientist.— 1957.— V. 45, N 3.— P. 189—211.
26. *Furlong K. P., Fountain D. M.* Continental crust underplating thermal considerations and seismic — petrologic consequences // J. Geophys. Res.— 1986.— V. 91, N B8.— P. 8285—8294.
27. *Johnston A. C.* Arkansas' Earthquake Laboratory // Trans. Amer. Geophys. Un. (EOS).— 1982.— V. 63, N 50.— P. 1209—1210.
28. *Joly J.* Surface history of the Earth.— Oxford, 1930.
29. *Kie Tan Tjong, Tong He Tse.* A physico-rheological model for the large Tangshan earthquake // Tectonophys.— 1982.— V. 85, N 1/2.— P. 123—148.
30. *Kohsman J., Mitchell B. J.* Transient thermoelastic stresses produced by a buried cylindrical intrusion // J. Volcanol. Geotherm. Res.— 1986.— V. 27, N 3—4.— P. 323—348.
31. *Kushiro I.* Viscosity of partial melts in the upper mantle // J. Geophys. Res.— 1986.— V. 91, N B9.— P. 9343—9350.
32. *Loper J. P., McCartney K.* Shocked quartz found at the K/T boundary. A possible endogenous mechanism // Trans. Amer. Geophys. (EOS).— 1988.— V. 69.— P. 961—972.
33. *Marsh B. D.* On the mechanism of igneous diapirism, stoping and zones melting // Amer. J. Sci.— 1982.— V. 82.— P. 808—855.
34. *McKenzie D.* A possible mechanism for epeirogenic uplift // Nature.— 1984.— V. 307, N 5952.— P. 616—618.
35. *Nicolas A., Bouldier F., Ceulencer G.* Mantle flow patterns and magma chambers at ocean ridges: evidence from the Oman Ophiolite // Marine Geophys. Res.— 1988.— V. 9.— P. 293—310.
36. *Nisbet E. G., Walker D.* Komatiites and structure of Archean mantle // Earth and Planet. Sci. Lett.— 1982.— V. 60, N 1.— P. 105—113.
37. *Nye C. J., Reid M. R.* Geochemistry of primary and least fractionated for arc magma genesis // J. Geophys. Res.— 1986.— V. 91, N B10.— P. 10271—10287.
38. *Reiter M., Miner J.* Possible influences of thermal stresses on basin and range faulting // Ibid.— 1985.— V. 90, N B12.— P. 10209—10222.
39. *Rigden S. M., Ahrens Th. J., Stolper E. M.* Densities of liquid silicates at high pressures // Science.— 1984.— V. 226, N 4678.— P. 1071—1074.
40. *Roberts R. G.* Electromagnetic evidence for lateral inhomogeneities within the Earth's mantle // Phys. Earth Planet. Inter.— 1983.— V. 33, N 3.— P. 198—212.
41. *Robson G. R., Barr K. G., Lune L. C.* Extension failure: an Earthquake mechanism // Nature.— 1968.— V. 218, N 5136.— P. 28—29.
42. *Rubinowits M., Ceulencer G., Nicolas A.* Melt segregation and flow in mantle diapirs below spreading centers: evidence from the Oman ophiolite // J. Geophys. Res.— 1987.— V. 92.— P. 3475—3486.
43. *Rancorn S. K.* Mechanism of plate tectonics: mantle convection currents, plums, gravity sliding or expansion // Tectonophys.— 1980.— V. 63, N 1—4.— P. 297—307.
44. *Spence D. A., Turcotte D. L.* Magma-driven propagation of cracks // J. Geophys. Res.— 1985.— V. 90, N B1.— P. 575—580.
45. *Sychev P. M.* Deep fractures and crust formation in the North Western Pacific // Volcanoes and tectonosphere.— Tokai University Press, 1976.— P. 341—357.
46. *Sychev P. M., Zakharov V. K., Semakin V. P.* On the origin of recent and modern vertical movements in the island system of Northeastern Asia // Tectonophys.— 1983.— V. 122.— P. 283—305.
47. *Sychev P. M., Soinov V. V., Veselov O. V.* Heat flow as an indicator of the dynamics of deep processes occurring in marginal seas and island arcs of the North Western Pacific // Terrestrial Heat Flow and the Lithosphere Structure. Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag. 1991.— P. 264—282.
48. *Takagi S.* Do earthquakes occur due to stress? // Pap. Meteorol. and Geophys.— 1972.— V. 23, N 1.— P. 1—19.
49. *Thompson R. N.* Phase-equilibria constraints on the genesis and magmatic evolution of oceanic basalt // Earth Sci. Rev.— 1987.— V. 24, N 3.— P. 161—210.
50. *Turner D. L., Jarrard R. D.* K-Ar dating of the Cook-Austral chain: a test on the hot-spot hypothesis // J. Volcanol. Geothermal Res.— 1982.— V. 12.— P. 187—220.

ИМГиГ ДВО РАН
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
29 ноября 1991 г.

УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ ЗА 1992 г.

Аблаев А. Г., Худик В. Д. Проблема возраста и корреляции некоторых угленосных толщ кайнозой юга Дальнего Востока	5
Андреев А. А. О природе магнитных аномалий окраинных морей Востока Азии	6
Астахов А. С., Горбаренко С. А., Ковалюх Н. И. Строение и физико-механические свойства верхней части осадочного чехла на западе Южно-Китайского моря	5
Бердников Н. В., Карсаков Л. П., Курдюков Е. Б. Термобарогеохимические признаки «омоложения изотопного» возраста метаморфических пород (Алданский щит)	4
Бердников Н. В., Карсаков Л. П., Лениников А. М. Геология и условия образования анортозитов Джугджурского массива по данным термобарогеохимии	5
Бехтольд А. Ф. Платиноиды в железомарганцевых корках и конкрециях некоторых районов Тихого океана	4
Бирюков В. М., Бердников Н. В. О метасоматической природе чароита	1
Болотникова Т. Н. Новые данные по стратиграфии угленосных отложений участка Правобережный Бикинского бурогольного месторождения	5
Борисова В. Н., Елпатьевский П. В. Возможность решения некоторых экологических вопросов при геолого-разведочных работах	3
Борукаев Ч. Б. Так ли уникальны мезозойские дива-структуры Восточной Азии?	4
Буряк В. А. Комплексное изучение и освоение золотосных россыпей — первоочередная задача сегодняшнего времени	3
Ван-Ван-Е А. П. Метасоматическая зональность и моделирование процессов рудообразования	3
Верховская Н. Б., Горбаренко С. А., Черенанова М. В. Изменения природной среды юга Японского моря и прилегающей суши в конце плейстоцена — голоцене	2
Власов Г. М. Молодые зеленокаменные пояса: их возможный золоторудный потенциал	2
Герасименко М. Д., Каморный В. М., Герасименко Т. М., Пак В. В. Определенные движения и деформации Тихоокеанской и Северо-Американской плит по данным радиоинтерферометрии со сверхдлинной базой	4
Гоневчук В. Г., Худоложкин В. О., Гоневчук Г. А. Окислительно-восстановительные условия образования гранитоидов ильменитовой и магнетитовой серий (в связи с проблемой их рудоносности)	1
Гордиенко И. В. Эволюция палеозойского магматизма и эндогенного оруденения складчатого обрамления юга Сибирской платформы и геодинамические обстановки его формирования	4
Горошко М. В. Влияние послерудных дислокаций и процессов магматизма на оценку месторождений (на примере Алданского щита и Ханкайского массива)	4
Григорьев В. Н., Крылов К. А., Пральникова И. Е. О кипгивеевской свите (Корякское нагорье)	1
Григорян Б. Р., Дрондин В. Г., Лебедев Е. Л., Степина Т. С., Филичев И. И. О завершающем этапе развития вулканизма Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Ульянский сектор)	5
Держачев А. Н. Минералогические провинции Японского моря	6
Дружинин А. Б., Лунова М. Н. Отражение и преломление сейсмических волн на нежестком контакте упругих изотропных сред	2
Дылевский Е. Ф. Магматизм Сиверского поднятия (Северо-Восток СССР)	2
Злобин Т. К., Бурмынская Р. Н. Сопоставление глубинного строения южной части Курильской островной дуги с особенностями напряженного состояния и сейсмичности тектоносферы	2
Игнатьев В. А. Верхнеюрские вулканогенные толщи и вулканоструктуры бассейна р. Крячалская (Западная Чукотка)	4
Капица А. А. К вопросу о стратиграфической изученности меловых образований о. Сахалин	2
Капица А. А. О ларамийском диастрофизме в Японо-Сахалинском архипелаге и на прилегающем Азиатском материке	4
Кириллова Г. Л. Типы кайнозойских осадочных бассейнов активной континентальной окраины Восточной Азии	5
Климова А. В., Брегштейн Ю. С. Магнетизм кайнозойских базальтоидов Среднего Приамурья	1
Ковтонюк Г. П. Гидротермалиты геотектонических сооружений Соловьевского рудного района (Приамурье)	3

Компаниченко В. Н. Закономерности развития магматических систем	6
Конвалов Ю. И., Мартынов Ю. А. Вулканический комплекс гайота Ламонт (подня- тие Маркус-Уэйк, Тихий океан)	5
Косыгин Ю. А. Пределы мышления	2
Кравченко Н. С., Опарин М. И. Цеолиты Чугуевского месторождения (Приморье) . . .	1
Красилов В. А., Синюков В. И., Витрик С. В. О времени заложения Удского вулкани- ческого пояса	1
Кругляков А. А., Кулинич В. Р., Турманов Ю. А. Геологическая информативность остаточного магнитного поля Земли (для акватории северной части Тихого океана)	5
Крюков В. Г. Пространственно-временные аспекты мезозойской металлогении Приамурья	3
Куликов Н. В., Деревскова Н. А. Параметрическое бурение в заливе Анива (Хок- кайдо-Сахалинская складчатая область)	5
Куликов Н. В., Деревскова Н. А., Иваньшина Л. П. Вещественный состав и формиро- вание коллекторских свойств нефтегазоносных отложений на больших глубинах (Северный Сахалин)	1
Линькова Т. И., Иванов Ю. Ю. Магнитостратиграфическое изучение железомарган- цевых корок из центральной части Тихого океана	2
Лихойдов Г. Г., Плюснина Л. П. Родингиты Северного Сахалина и физико-химичес- кие условия их формирования	2
Лутц Б. Г. Магматизм континентальных рифтов в докембрии	4
Майборода А. А. Платиноносные формации юга Дальнего Востока	3
Мельников В. Д. Золоторудные гидротермалитовые формации юга Дальнего Востока Мирзеханов Г. С. Условия формирования стратиформного золотокварцевого оруде- нения углеродисто-терригенных толщ Южного Верхоянья (Хабаровский край)	3
Мишин Л. Ф. Петрология субвулканических интрузий оловоносных вулканических зон Востока СССР	4
Мишин Л. Ф., Романовский Н. П. Окислительно-восстановительные обстановки форм- ирования и металлогеническая специализация рудно-магматических систем юга Дальнего Востока	6
Морин А. О. О соотношении трещиноватости и слоистости (Удской вулканогенный пояс)	3
Натальин Б. А., Черныш С. Г. Типы и история деформаций осадочного выполнения и фундамента Среднеамурской впадины	6
Недашковский П. Г., Ленников А. М. Барий-рубийдий-стронциевые отношения как индикатор генезиса и эволюции гранитоидов	4
Носырев М. Ю. Плотностная характеристика пород фундамента Каменушинской вулканотектонической депрессии (Буреинский массив)	1
Онухов Ф. С., Корчагин Ф. Г. Неотектоника Эворон-Чукчагирской структурной зоны (Нижнее Приамурье)	1
Пан В. П. Обобщенная реологическая модель континентальных плит	4
Пересторонин А. Н. О строении и механизме формирования столбообразных ослаб- ленных зон в узлах пересечения разрывов (на примере Хинганского место- рождения)	1
Перозио Г. Н., Полякова И. Д., Рязанова Т. А., Ушаков Н. Е. О коллекторских свойст- вах меловых отложений Среднеамурской впадины	6
Плетнев С. П., Бирюлина М. Г., Васильев Б. И. Биостратиграфические исследования в Новогейбридских желобах	1
Плюснина Л. П., Лихойдов Г. Г. Минералогия и генезис глаукофановых сланцев Селдовия, Северо-Западная Аляска	5
Полякова И. Д., Натальин Б. А., Рязанова Т. А. Сравнительный анализ критериев нефтегазоносности Среднеамурской впадины и бассейнов Восточного Китая	5
Пятилетов В. Г. Проблемы биостратиграфии хинганской серии хребта Малый Хинган	3
Роганов Г. В., Яковлев Е. Н. Апатиты юга Дальнего Востока и возможные направле- ния их использования в народном хозяйстве	3
Родионов С. М. Оловоносные магматогенно-рудные системы Дальнего Востока — типы, иерархия, перспективы	3
Романовский Н. П., Бормотов В. А. О глубинной структуре Комсомольского и Бад- жальского рудных районов	1
Романовский Н. П., Рейнлиб Э. Л., Ваццлов Ю. Я. О глубинной природе рудно- магматических систем тихоокеанского типа	2
Ручкин Г. В., Складорова Г. Ф. Металлогенические формации стратиформных место- рождений цветных металлов Дальнего Востока СССР	3
Ручкина Ю. Р., Неменман И. С. Основные черты топоминералогии карбонатов юга Аллах-Юньской зоны и их значение для прогнозирования золотого оруденения	3
Рязанцева М. Д., Герасимов Н. С. Радиологический возраст рудоносных гранитов Вознесенского рудного района	3
Рыбин А. В., Пискунов Б. Н. Плагиограниты и гранодиориты о. Кунашир: эволюция состава или петрохимическая зональность?	2
Садовский А. И. Связь фанерозойского вулканизма с эволюцией структуры северо- востока Азии	2

Салин Ю. С., Гилев В. И., Гончарова Е. И., Каретникова Н. В. Стратиграфическая корреляция с помощью вычитания случайной составляющей	2
Сидоров А. А. Актуальные проблемы геологии рудных месторождений	5
Симаков К. В. К истории развития представлений о геологическом времени. Статья первая	6
Симаков К. В. Размышления о состоянии, перспективах развития и актуальных проблемах стратиграфии	5
Скляр Р. Я. Закономерности строения месторождений алунитовых руд Востока СССР и их технологико-экономическая оценка	3
Сорокина А. Т. Гидрогеологические структуры Приамурья, их эволюция и флюидный режим	3
Старицына Г. Н., Табунов С. М. Рудоносные вулканотектонические структуры ложа Тихого океана	5
Уфимцев Г. Ф. Методологические основания геоморфологических объяснений принципов последовательности и цикличности	2
Фаррар Э. Термальное перерождение гранитоидных пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в палеогене по результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования	1
Ханчук А. И., Голозубов В. В., Панченко И. В., Игнатьев А. И., Чудаев О. В. Ганьчаланский террейн Корякского нагорья	4
Холевинский С. В. Зональное распределение химических элементов в породах Центральной вулканической зоны Анд	1
Чжан Сунбао. Геология юрских ураново-угольных месторождений в Китае	1
Шаденков Е. М. Новые данные по геологии Ингилийского массива	6
Шестаков Б. И., Шиков В. Н., Шестакова В. П., Ершова И. В. Гидрогеохимические поиски месторождений золота и минеральных вод в Приамурье	3
Шипицын Г. П. О рудоносных морфоструктурах Пенжинского прогиба (на примере Березовско-Налгимского поднятия)	6
Шипицын Г. П. Поперечные морфоструктуры района р. Пенжина и их связь с металлогенией)	1

Краткие сообщения

Бобылев В. В., Бакун Н. Н. Перерыв в разрезе олигоцена Колпаковского прогиба (Западная Камчатка)	4
Власов Г. М. Глубинные разломы, мантийные диапиры и тектоника плит	5
Гранник В. М. Ассимиляция лавой глинисто-алевритовых пород (о. Сахалин)	4
Еремин Г. Д. Определение теплофизических характеристик морских осадков Каппа А. О проявлении ларамийской орогении в Японо-Сахалинском архипелаге	6
Карп В. Я., Хирата Н., Киношита Х., Суэхиро К., Здоровенин В. В., Карнаух Б. Н. Советско-японский сейсмический эксперимент в Японском море. Предварительные результаты	5
Карсаков Л. П., Вердников Н. В. Гранулиты Мамынского выступа и условия их диафореза	6
Мирзаханова З. Г., Дебелая И. Д., Мирзаханов Г. С. Оценка полноты и completeness извлечения полезных компонентов в россыпях (Хабаровский край)	1
Обжиров А. И., Советникова Л. Н. Исследования донных осадков и придонных вод северной части Охотского моря	4
Осипенко А. Б. Новые данные о породах эколгит-амфиболитового комплекса Сусунайского хребта (Южный Сахалин)	1
Пан В. П., Зымецкий Ю. П. Реологические особенности литосферы и тектоника плит	5
Христенко А. И. Акцессорные гранаты из щелочных базальтоидов Токинского Становика	6
Школьник Э. Л., Батурина Г. Н., Жегалло Е. А. О структуре фосфоритов о. Науру	4

Краткая и дискуссия

Власов Г. М. Проблемы геологии Тихоокеанской окраины Азии	6
Осипов В. П., Умлинский А. А. Некоторые аспекты новой гипотезы Н. А. Шило	6
Пензин Ю. П. Шаг назад в познании глобального углеобразования	6
Сычев П. М. Магмотектоника: альтернатива тектонике плит?	4

Хроника

Проблемы тектономагматической активизации и структур дива	3
Проблемы происхождения и тектоники позднемезозойских осадочных бассейнов восточной окраины Азии	3

Юбилейные даты

Георгий Михайлович Власов (к 80-летию со дня рождения)	2
--	---

Некролог

Памяти Н. П. Васильковского (25.12.1904—3.05.1992)	4
Правила оформления рукописи	1